

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



**Estudo de minerais pesados do depósito tsunamigénico
de 1 de Novembro de 1755 em Alcantarilha (Portugal)**

Mestrado em Ciências do Mar

Ana Filipa Mesquita Rocha da Silva

Dissertação orientada por:
Doutor Pedro José Miranda da Costa
Professor Doutor César Augusto Canêlhas Freire de Andrade

2015

Nota: Esta dissertação não está redigida segundo as normas do Novo Acordo Ortográfico.

Dedicado a:

3-5

Agradecimentos

A conclusão desta dissertação é a conclusão de uma longa, complexa e atribulada etapa, na qual surgiram vários problemas e soluções, e a qual não teria sido possível sem a ajuda de vários intervenientes, aos quais eu gostaria de agradecer.

Queria agradecer ao meu orientador Doutor Pedro Costa pela orientação exemplar ao longo deste percurso, todo o esforço e dedicação demonstrados e pela amizade e o apoio constantes. Por todo o profissionalismo, conhecimento, revisões e correções, boa vontade e entusiasmo, obrigada. É com imenso orgulho e satisfação que digo que não podia ter tido mais sorte na minha orientação.

Ao meu co-orientador Professor Doutor César Andrade, que me acompanhou desde a licenciatura em Geologia, despertou o meu interesse para a área dos Processos Costeiros e a quem devo muito da minha aprendizagem até à data.

Gostaria de agradecer ao João Cascalho pelo apoio e disponibilidade constantes, pelas horas cedidas para me passar praticamente todo o conhecimento sobre microscopia de minerais pesados que possuo. Um grande obrigada.

Ao Doutor Sebastião Braz Teixeira (Agência Portuguesa do Ambiente), pelos valores médios granulométricos fornecidos das amostras de fundos submarinos (FS).

Às minhas colegas/amigas Alexandra Oliveira e Rita Villanueva muito obrigada, por toda a ajuda, apoio, ensino, desvaneios, gargalhadas, histerismo, lágrimas, desequilíbrios, loucura e amizade. Esta dissertação não seria a mesma se não tivesse a sorte e privilégio de partilhar sala convosco.

Gostaria de agradecer aos meus avós Adelina Silva e José Mesquita Rocha, que independentemente do que faça estão sempre a torcer pelo meu sucesso e felicidade.

À minha mãezinha (“miga”) Celina Rocha, não há palavras suficientes para demonstrar a minha gratidão por tudo ao longo da minha vida. Um obrigada muito especial pois tudo o que sou devo-o a ela e a todas as batalhas que travou para eu puder estar onde estou.

Queria também agradecer ao meu pai Miguel Silva, que apesar da distância e das dificuldades inerentes a esta, consegue-me fazer sempre chegar o apoio, incentivo, o amor e a crença de que o meu sucesso está nas minhas mãos.

Um grande obrigada aos meus irmãos, embora muitos, apenas 3 têm idade para compreender a complexidade de um grau académico. Nuno Silva, Catarina Silva e Alexandre Silva, cúmplices de uma vida, amor incondicional, obrigada.

Aos meus tios, em especial à minha tia Orlanda Figueiredo, uma segunda mãe, sempre presente, disponível e uma grande amiga.

A todos os meus amigos um agradecimento muito especial. Sempre presentes e dispostos a ajudar como podem, de uma forma ou de outra fulcrais em várias etapas e especialmente na conclusão desta. Por todos os momentos de união, bons ou maus, todo o apoio e compreensão, todos os jantares e copos, todas as saídas ou noites caseiras, todo o companheirismo, todo o amor e carinho, resumindo, toda a amizade. Os amigos são a família que escolhemos, e por isso um grande e sentido obrigada a Mariana Costa, Carolina Carvalho, Carolina Mateus Moreira, Fernando Godinho, Bruno Duarte, José Roseiro, Ruben Cardoso, Eduardo Soares, Filipe Lopes, Jason Cravo, Miguel Santos, Ricardo Martins e Renata Sá.

Resumo

Os tsunamis têm um impacto relevante na sociedade, proporcional à sua intensidade e magnitude. O facto das causas desencadeadoras de tsunamis serem eventos naturais, diminui a sua previsibilidade, aumentando a dificuldade de mitigação das suas consequências. A geologia oferece um registo singular e fiável deste tipo de eventos.

O evento estudado neste trabalho é o tsunami associado ao sismo de 1 de Novembro de 1755, classificado como o maior desastre natural de Portugal, em tempos históricos, e o mais destrutivo da Europa Atlântica.

Esta dissertação visa contribuir para uma melhor compreensão geológica de inundações marinhas de alta energia, utilizando-se como técnicas as análises textural e mineralógica de sedimentos recolhidos no depósito tsunamigénico da baixa aluvionar de Alcantarilha.

Os principais objectivos deste trabalho são: a) distinguir inequivocamente o depósito de tsunami das restantes unidades litológicas; b) aferir sobre a utilidade da análise de minerais pesados como técnica de estudo para eventos paleotsunamigénicos; c) estabelecer uma boa correlação entre o depósito tsunamigénico e os análogos actuais (e.g. praia, duna, aluvião) de modo a inferir a sua fonte sedimentar; d) verificar a possibilidade de distinguir diferentes pulsos da inundação do tsunami de 1755.

Os resultados das técnicas aplicadas são apresentados em separado: litoestratigrafia, dados texturais e de minerais pesados. Nos resultados litoestratigráficos foi possível observar a distribuição horizontal e vertical do depósito de tsunami, através dos *logs* realizados para cada trincheira e perfis traçados (NNE-SSW e NE-SW) com as mesmas. O depósito tsunamigénico apresenta-se em forma de cunha, encurtando a sua espessura para norte. Esta unidade arenosa massiva, com bioclastos e clastos argilosos, é litologicamente contrastante com as unidades lodosas, sub e sobrejacentes.

Os resultados texturais e de minerais pesados, permitem estabelecer relações de proveniência, apresentando uma maior semelhança entre as amostras tsunamigénicas e de duna e, em menor grau, com as amostras de praia. No caso dos dados texturais,

esta semelhança reflecte-se na média, assimetria, curtose, desvio padrão e mediana. No caso dos minerais pesados, a semelhança denota-se entre os valores percentuais composicionais de minerais pesados, na percentagem de minerais opacos e na população (e distribuição) de minerais transparentes.

Na população de minerais pesados, destacam-se a Turmalina, Andalusite, Estaurolite e Zircão. Através das variações texturais e percentuais composicionais dos minerais pesados, é possível especular sobre a distinção de diferentes (3) pulsos do tsunami na trincheira 6AT (trincheira com a maior resolução de amostragem), o que está de acordo com trabalhos micropaleontológicos anteriormente realizados.

A abordagem multidisciplinar efectuada neste trabalho permitiu concluir que a Unidade 3 é um depósito tsunamigénico cuja fonte de alimentação sedimentar mais provável terá sido o cordão dunar. Concluiu-se ainda que os minerais pesados são uma técnica bastante útil para o estudo de depósitos paleotsunamigénicos, apresentando resultados diagnósticos do evento de alto hidrodinamismo e de diferenciação de pulsos no decorrer do mesmo.

Palavras Chave: Sedimentologia, tsunami, minerais pesados, 1755, modelo de sedimentação.

Abstract

Tsunamis have an important impact on society, proportional to its intensity and magnitude. The fact that the generation mechanism of tsunamis are natural events, reduces its predictability, increasing the difficulty to mitigate its consequences. The event studied in this work is the tsunami associated with the earthquake of the 1st of November 1755, ranked as the biggest natural disaster in historic times in Portugal and the most destructive in Atlantic Europe.

This work aims to contribute to a better geological understanding of high-energy marine floods, using techniques such as the textural and mineralogical analysis of sediments collected in the tsunami deposit of Alcantarilha alluvial plain.

The main objectives of this work where to unequivocally distinguish the tsunami deposit of the remaining lithological units; to assess the usefulness of heavy minerals as a technique to study paleotsunamigenic events; to establish a good correlation between the present-day analogs and the tsunami deposit to infer its sedimentary source; to attempt to differentiate different pulses of the 1755 tsunami. To achive these goals, textural and mineralogical analyzes where performed in the laboratory, techniques applied to characterize tsunami deposits and establish its sedimentary source.

The results are divided into lithostratigraphic, textural data and heavy minerals. In the lithostratigraphic results it was possible to observe the tsunami deposit spatial distribution, using the logs made for each trench and plotted in (NNE-SSW and NE-SW) profiles. The deposit is wedge-shaped, decreasing its thickness towards north. Furthermore, this study allowed the description of the deposit as a medium layer with bioclasts and mud clasts. This massive sand unit is lithologically contrasting with the, under and overlying, muddy units. The textural and heavy mineral results, both exhibited greater similarity between tsunamigenic and dune samples. In the textural data case, the similarity occurs in the following parameters: mean, sorting, skewness, kurtosis and D50. In heavy mineral analysis, the similarity is displayed in the compositional values of heavy minerals, opaque minerals and in the assemblage of transparent minerals.

The main heavy minerals species observed were tourmaline, andalusite, staurolite and zircon. Through compositional variations of these minerals, as well as of the opaque minerals, we were able to distinguish different pulses of the tsunami, in the trench ALC 6AT (trench with highest sampling resolution).

The multiproxy approach in this work, allowed us to conclude that Unit 3 corresponds to the AD 1755 tsunamigenic deposit and we determined that its most likely sediment source are dune sediments. We were also able to conclude that heavy minerals are a very usefull proxy to study and differentiate paleotsunamigenic deposits and different hydrodynamic stages of the event.

Keywords: Sedimentology, tsunami, heavy minerals, AD 1755, sedimentation model.

Índice

Agradecimentos	v
Resumo.....	vii
Abstract	ix
Índice de Figuras	xiii
Índice de Tabelas.....	xiv
1. Introdução	1
1.1 Objectivos.....	2
1.2 Estrutura do documento	3
2. Revisão Bibliográfica	5
2.1 Física de tsunamis	6
2.1.1 Mecanismos de geração de tsunamis	6
2.1.2 Escalas de classificação de tsunamis	8
2.2 Registo geológico de tsunamis.....	13
2.3 Depósitos de tsunami no Algarve.....	19
2.4 Minerais pesados em depósitos de tsunami.....	28
3. Enquadramentos	31
3.1 Geologia e Geomorfologia	32
3.2 Oceanografia e Regime hidrodinâmico	33
3.3 Descrição do Local de Estudo	34
4. Metodologia	36
4.1 Trabalho de campo.....	37
4.2 Ensaio laboratoriais	40
4.2.1 Análise granulométrica	41
4.2.2 Percentagem de CaCO_3 (Carbonato de Cálcio)	41
4.2.3 Mineralogia	41
4.3 Métodos de datação	42
4.3.1 Radiocarbono	43
4.3.2 Chumbo e Césio (^{210}Pb e ^{137}Cs)	44
5. Resultados	46
5.1 Litoestratigrafia	47
5.1.1 Log esquemático	47
5.1.2 Perfil 1	50
5.1.3 Perfil 2	55
5.1.4 Delta de galgamento	57

5.2 Dados texturais	59
5.2.1 Perfil 1	59
5.2.2 Perfil 2	62
5.2.3 Delta de galgamento	64
5.2.4 Fontes sedimentares	64
5.3 Minerais pesados	68
5.3.1 Dados composicionais	68
5.3.2 Perfil 1	72
5.3.3 Perfil 2	74
5.3.4 Formas de Zircão	77
6. Interpretação e Discussão dos Resultados.....	81
6.1 Identificação do depósito de tsunami.....	82
6.2 Estabelecimento de fonte sedimentar do depósito de tsunami.....	92
7. Conclusões.....	97
7.1 Considerações finais.....	98
7.2 Trabalho futuro	100
Referências Bibliográficas	102
Anexos.....	109
Anexo I – Tabela das contagens de minerais pesados efectuadas para cada amostra.	109

Índice de Figuras

FIGURA 1 - FIGURA ILUSTRATIVA DOS MECANISMOS DESENCADEADORES DE TSUNAMIS. A- SISMOS; B- DESLIZAMENTOS; C- VULCÕES; D- METEORITOS (KOSTER, 2014).	7
FIGURA 2 – ESQUEMA CONCEPTUAL REPRESENTATIVO DE UMA INUNDAÇÃO TSUNAMIGÉNICA (IMAGEM A) E CARACTERÍSTICAS DA DEPOSIÇÃO TSUNAMIGÉNICA EM BACIAS LAGUNARES (IMAGEM B), RETIRADO DE KOSTER (2014).....	14
FIGURA 3 – ESQUEMA CONCEPTUAL REPRESENTATIVO DE MODOS DE DEPOSIÇÃO SEDIMENTAR NUM EVENTO TSUNAMIGÉNICO E SUA TRADUÇÃO NO REGISTO GEOLÓGICO (JAFÉ ET AL., 2012).....	16
FIGURA 4 – MODELO CONCEPTUAL ILUSTRATIVO DO TRANSPORTE SEDIMENTAR, EM PARTICULAR DE MINERAIS PESADOS, DURANTE INUNDAÇÃO E RETORNO TSUNAMIGÉNICOS. IMAGEM B ILUSTRA TRANSPORTE SEDIMENTAR E DEPOSIÇÃO DURANTE A INUNDAÇÃO, ENQUANTO A IMAGEM C ILUSTRA A FASE DE RETORNO (COSTA ET AL., 2015).....	18
FIGURA 5 – FOTOGRAFIA DE BURGÃO OBSERVADO NA PRAIA DO BARRANCO, COM DIMENSÃO APROXIMADA DE 50 CM (IMAGEM A). NA IMAGEM B É POSSÍVEL OBSERVAR FÓSSEIS ENDOLÍTICOS BEM PRESERVADOS (COSTA ET AL., 2011). 22	
FIGURA 6 – COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA ESQUEMÁTICA, REPRESENTATIVA DO ENCHIMENTO TARDI-Holocénico DA LAGOA DOS SALGADOS (COSTA ET AL., 2012).	24
FIGURA 7 – DELTA DE GALGAMENTO SUGERIDO/IDENTIFICADO POR DINIS ET AL., 2010.	26
FIGURA 8 - DEPÓSITOS DE TSUNAMI NO ALGARVE (COM BASE EM TRABALHOS ANTERIORES; PARA DETALHES P.F. VER TEXTO). 1 – MARTINHAL; 2 – PRAIA DO BARRANCO; 3 – PRAIA DAS FURNAS; 4 – BOCA DO RIO; 5 – ALVOR; 6 – ALCANTARILHA; 7 – SALGADOS; 8 – QUARTEIRA; 9 – CARCAVAI; 10 – RIA FORMOSA.	28
FIGURA 9 - LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA DE ALCANTARILHA. A – PORTUGAL CONTINENTAL; B – ALGARVE. SECTORES BARLAVENTO E SOTAVENTO (1 – CABO DE SÃO VICENTE, 2 – GALÉ, 3 – ANCÃO); C – ALCANTARILHA (4 – PLANÍCIE ALUVIAL DE ALCANTARILHA; 5 – LAGOA DOS SALGADOS).	35
FIGURA 10 - AMOSTRAGEM POR BOX-CORE NA TRINCHEIRA 34T.	37
FIGURA 11 - REPRESENTAÇÃO ESPACIAL DA AMOSTRAGEM REALIZADA EM ALCANTARILHA. A-AMOSTRAS BATIMÉTRICAS (PF VER PROFUNDIDADES NA TABELA 4) E SUPERFICIAIS; B-PERFIL DE AMOSTRAS PRAIA-DUNA; C-SONDAGENS TRATADAS/NÃO TRATADAS, TRINCHEIRAS E AMOSTRAS SUPERFICIAIS. A LEGENDA DAS FIGURAS B E C ENCONTRA-SE NO CANTO SUPERIOR DIREITO DA FIGURA B.	39
FIGURA 12 – PROCEDIMENTO LABORATORIAL DA SEPARAÇÃO DE MINERAIS PESADOS COM BROMOFÓRMIO.	42
FIGURA 13 - COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA ESQUEMÁTICA DO TOPO DO ENCHIMENTO HOLOCÉNICO DA BAIXA ALUVIONAR DE ALCANTARILHA.	47
FIGURA 14 – DIAGRAMA REPRESENTATIVO DA ACTIVIDADE DE ^{210}Pb E ^{137}Cs , MEDIDO NA SONDAGEM ALC6AT (TRABALHO REALIZADO POR DOUTOR EDUARDO LEORRI).	48
FIGURA 15 - IMAGEM ILUSTRATIVA DA DISPOSIÇÃO ESPACIAL DO PERFIL 1.	50
FIGURA 16 - COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA DA TRINCHEIRA 6AT.	51
FIGURA 17 - COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA DA TRINCHEIRA 34T.....	52
FIGURA 18 - FOTOGRAFIA DA LITOESTRATIGRAFIA DA TRINCHEIRA 34T. SALIENTA-SE OS CONTACTOS ABRUPTO A TOPO E EROSIVO NA BASE DA UNIDADE 3.	53
FIGURA 19 - COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA DA TRINCHEIRA 38T.....	54
FIGURA 20 - IMAGEM ILUSTRATIVA DA DISPOSIÇÃO ESPACIAL DO PERFIL 2.	55
FIGURA 21 – COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA DA TRINCHEIRA 33.	56
FIGURA 22 - COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA DA TRINCHEIRA 26T.....	58
FIGURA 23 - GRÁFICO REPRESENTATIVO DA VARIAÇÃO PERCENTUAL DE MINERAIS PESADOS, VERTICAL E HORIZONTAL, AO LONGO DO PERFIL 1, COMPOSTO PELAS TRINCHEIRAS 6AT, 34T E 38T. O PERFIL TOPOGRÁFICO FOI REALIZADO ATRAVÉS DE UMA MÉDIA MÓVEL DE 20 PONTOS, OBTIDOS POR JUNÇÃO DE DADOS LIDAR E TOPOGRAFIA INAG.	73
FIGURA 24 - GRÁFICO REPRESENTATIVO DA VARIAÇÃO PERCENTUAL DE MINERAIS PESADOS, VERTICAL E HORIZONTAL, AO LONGO DO PERFIL 2, COMPOSTO PELAS TRINCHEIRAS 6AT E ALC33. O PERFIL TOPOGRÁFICO FOI REALIZADO ATRAVÉS DE UMA MÉDIA MÓVEL DE 20 PONTOS, OBTIDOS POR JUNÇÃO DE DADOS LIDAR E TOPOGRAFIA INAG.	76
FIGURA 25 - GRÁFICO ILUSTRATIVO DA PERCENTAGEM DE ROLAMENTO DE ZIRCÃO NA TRINCHEIRA 6AT.	78
FIGURA 26 - GRÁFICO ILUSTRATIVO DA PERCENTAGEM DE ROLAMENTO DE ZIRCÃO NA TRINCHEIRA 34T.....	79
FIGURA 27 - GRÁFICO ILUSTRATIVO DA PERCENTAGEM DE ROLAMENTO DE ZIRCÃO NA TRINCHEIRA 38T.....	80
FIGURA 28 – EXTRAPOLAÇÃO BASEADA NOS DADOS DE CAMPO QUE REPRESENTA A VARIAÇÃO DE ESPESSURA DO DEPÓSITO TSUNAMIGÉNICO AO LONGO DO PERFIL 1.....	84

FIGURA 29 – ILUSTRAÇÃO ESQUEMÁTICA E SIMPLIFICADA DA EXTENSÃO DO DEPÓSITO DE TSUNAMI NAS BAIXAS DE ALCANTARILHA (À ESQUERDA) E SALGADOS (À DIREITA), E ORIENTAÇÃO PREFERENCIAL DA DIMINUIÇÃO DA ESPESSURA DO DEPÓSITO, COM BASE EM TRABALHOS ANTERIORES (PARA DETALHES VER TEXTO ACIMA).....	85
FIGURA 30 – EXTRAPOLAÇÃO BASEADA NOS DADOS DE CAMPO QUE REPRESENTA A VARIAÇÃO DE ESPESSURA DO DEPÓSITO TSUNAMIGÊNICO AO LONGO DO PERFIL 2.....	87
FIGURA 31 – RESULTADOS DA OBSERVAÇÃO MICROPALÉONTOLOGICA (FORAMINÍFERA) DO DEPÓSITO TSUNAMIGÊNICO DA ALC6AT (HOSKA ET AL., 2014). 1 – PRINCIPAIS GRUPOS; 2 – FRAGMENTADOS (INCLUINDO CORROÍDOS) E JUVENIS; 3 – DENSIDADE; 4 – NÚMERO DE ESPÉCIES; 5 – ÍNDICE DE DIVERSIDADE.....	88
FIGURA 32 – ESQUEMA CONCEPTUAL REPRESENTATIVO DO MODELO DE DIFERENTES PULSOS TSUNAMIGÊNICOS E RESPECTIVAS DEPOSIÇÕES SEDIMENTARES. ESTE MODELO NÃO TEM EM CONSIDERAÇÃO A EROÇÃO DA DUNA AQUANDO DA INUNDAÇÃO.....	90
FIGURA 33 – MODELO CONCEPTUAL DE FORMAÇÃO DE CONCENTRAÇÕES DE MINERAIS PESADOS (PLACERS), DESCRITO POR CASCALHO E TABORDA (2006).	95
FIGURA 34 – DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO DA COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DAS AMOSTRAS DOS SALGADOS, AGRUPADOS EM AMBIENTES SEDIMENTARES: A – PERCENTAGEM DE MINERAIS PESADOS; B – PERCENTAGEM DE TURMALINA; C – PERCENTAGEM DE ANDALUSITE; D – PERCENTAGEM DE ESTAUROLITE. NESTE ÚLTIMO, É VISÍVEL A DISCREPÂNCIA NO TEOR DE ESTAUROLITE ENTRE AS AMOSTRAS DE TSUNAMI E AS SUAS PROVÁVEIS FONTES SEDIMENTARES (COSTA ET AL., 2015).....	95

Índice de Tabelas

TABELA 1- ESCALA DE INTENSIDADE DE TSUNAMIS DE SIEBERG-AMBRASEYS (1962).....	10
TABELA 2- ESCALA DE INTENSIDADE DE TSUNAMIS DE (PAPADOPOULOS E IMAMURA, 2001).	11
TABELA 3- LISTAGEM DE AMOSTRAS RECOLHIDAS EM ALCANTARILHA (2014). PROFUNDIDADE ABAIXO DA SUPERFÍCIE.....	38
TABELA 4- LISTAGEM DAS AMOSTRAS TRATADAS. NAS AMOSTRAS RECOLHIDAS NA PLATAFORMA INTERNA (BATIMÉTRICAS) A PROFUNDIDADE ENCONTRA-SE ENTRE PARÊNTESES.	40
TABELA 5 – DATAÇÕES RADIOCARBONO OBTIDAS PARA A UNIDADE 4, A PARTIR DE AMOSTRAS RECOLHIDAS NA TRINCHEIRA ALC33.	49
TABELA 6 - DADOS TEXTURAIS DO PERFIL 1.	61
TABELA 7 - DADOS TEXTURAIS DO DELTA DE GALGAMENTO.	63
TABELA 8 - DADOS TEXTURAIS DO PERFIL 2.	63
TABELA 9 - DADOS TEXTURAIS DAS AMOSTRAS SUPERFICIAIS (FONTES SEDIMENTARES). A PROFUNDIDADE DAS AMOSTRAS DE FUNDOS SUBMARINOS ENCONTRA-SE NA REFERÊNCIA DAS AMOSTRAS (À DIREITA).	67
TABELA 10 - CORRELAÇÃO COMPOSICIONAL ENTRE AS AMOSTRAS TSUNAMIGÊNICAS E AS POSSÍVEIS FONTES SEDIMENTARES (NA FRACÇÃO GROSSEIRA 1-3 Φ).	68
TABELA 11 -CORRELAÇÃO COMPOSICIONAL DOS MINERAIS TRANSPARENTES ENTRE AS AMOSTRAS TSUNAMIGÊNICAS E AS POSSÍVEIS FONTES SEDIMENTARES (EXCLUINDO AS PERCENTAGENS DE OPACOS, ALTERITES E NÃO IDENTIFICADOS).	69
TABELA 12 - DADOS PERCENTUAIS DOS MINERAIS PESADOS TRANSPARENTES PARA CADA AMOSTRA.	70
TABELA 13 – DENSIDADE DE CADA ESPÉCIE DE MINERAL PESADO RELEVANTE PARA ESTE TRABALHO.	71
TABELA 14 - TABELA SUMÁRIA DOS DADOS TEXTURAIS DAS AMOSTRAS TSUNAMIGÊNICAS DO PERFIL 1.	88
TABELA 15 - TABELA SUMÁRIA DOS DADOS TEXTURAIS DO PERFIL 2.	91
TABELA 16 - TABELA SUMÁRIA DAS PERCENTAGENS MÉDIAS TOTAIS DE MINERAIS PESADOS.	92
TABELA 17 - TABELA SUMÁRIA DAS PERCENTAGENS MÉDIAS DE MINERAIS PESADOS TRANSPARENTES.	93

1. Introdução

1.1 Objectivos

Os tsunamis têm um impacto relevante na sociedade, proporcional à sua intensidade e magnitude. O facto das causas desencadeadoras de tsunamis serem eventos naturais, diminui a sua previsibilidade, aumentando a dificuldade de mitigação das suas consequências. Os efeitos de tsunamis recentes (e.g. Indonésia e Japão), despertaram a opinião pública mundial para a temática da devastação provocada por este tipo de catástrofes naturais. As suas consequências foram escalpelizadas e o registo instrumental possibilitou a obtenção de um conjunto apreciável de dados que permitiram uma melhor compreensão destes fenómenos. No entanto, existem situações em que esse registo instrumental não está disponível e em que os dados históricos e geológicos são a única ferramenta para reconstituir o alcance e a magnitude de inundações ocorridas no passado. Esses dados são fundamentais para o estabelecimento de períodos de retorno, que fundamentam a elaboração de cartas de risco tsunamigénico, e para a compreensão das diferentes fases de inundação do tsunami. A geologia é pois essencial para que se analise e compreenda melhor eventos deste tipo.

O evento estudado neste trabalho é o tsunami associado ao sismo de 1 de Novembro de 1755, classificado como o maior desastre natural, em tempos históricos, de Portugal e o mais destrutivo da Europa Atlântica.

Esta dissertação visa contribuir para uma melhor compreensão geológica de inundações marinhas de alta energia, utilizando-se como técnicas as análises textural e mineralógica de sedimentos recolhidos no depósito tsunamigénico da baixa aluvionar de Alcantarilha.

Os principais objectivos deste trabalho podem ser resumidos em quatro tópicos:

- Distinguir inequivocamente o depósito de tsunami das restantes unidades litológicas, na baixa aluvionar de Alcantarilha;
- Aferir sobre a utilidade dos minerais pesados como técnica de estudo para eventos paleotsunamigénicos;

- Estabelecer uma boa correlação entre o depósito tsunamigénico e os análogos actuais de modo a inferir a sua fonte sedimentar;
- Verificar a possibilidade de distinguir diferentes pulsos do tsunami de 1755.

1.2 Estrutura do documento

Este documento está dividido em 7 capítulos. Os três primeiros capítulos (1, 2 e 3) são de cariz introdutório, onde o 1º é o presente capítulo, o 2º a Revisão Bibliográfica e o 3º os Enquadramentos geográfico, geomorfológico, geológico e hidrodinâmico e a descrição da área de estudo.

O capítulo 2 (Revisão Bibliográfica) tem como subcapítulos a Física de Tsunamis (2.1), o Registo Geológico de tsunamis (2.2), os Depósitos de tsunami no Algarve (2.3) e os Minerais pesados em depósitos de tsunami (2.4). O primeiro destes encontra-se subdividido em: Mecanismos de geração de tsunamis (2.1.1) e Escalas de classificação dos mesmos (2.1.2).

No capítulo 3 (Enquadramentos), a subdivisão foi feita por diferentes tipos de enquadramento, sendo um deles Geologia e Geomorfologia (3.1), outro Oceanografia e Regime hidrodinâmico (3.2) e por último Descrição do Local de Estudo (3.3).

O quarto capítulo (Metodologia) diz respeito às técnicas utilizadas ao longo de todo o trabalho. Este capítulo subdivide-se em Trabalho de campo (4.1), Ensaaios laboratoriais (4.2) e Métodos de datação (4.3). O subcapítulo dos Ensaaios laboratoriais engloba a Análise granulométrica (4.2.1), Percentagem de CaCO₃ (Carbonato de Cálcio) (4.2.2) e Mineralogia (4.2.3). No subcapítulo dos métodos de datação faz-se a apresentação das datações de Radiocarbono (4.3.1) e Chumbo e Césio (4.3.2).

Os capítulos 5 e 6 correspondem aos Resultados e Interpretação e Discussão (respectivamente). Nos Resultados, existem 3 subcapítulos, que por sua vez se encontram divididos tematicamente. No subcapítulo Litoestratigrafia (5.1), encontram-se descrições detalhadas do *Log* esquemático da baixa aluvionar de Alcantarilha (5.1.1), dos *logs* das trincheiras constituintes do perfil 1 (5.1.2), dos *logs* das trincheiras contituíntes do perfil 2 (5.1.3) e do *log* do delta de galgamento (5.1.4). No segundo subcapítulo – Dados texturais (5.2) – são expostos todos os dados texturais obtidos para o perfil 1 (5.2.1), para o perfil 2 (5.2.2), para o delta de galgamento (5.2.3) e para as fontes sedimentares (5.2.4). No último subcapítulo dos Resultados – Minerais Pesados (5.3) –,

todos os dados obtidos sobre esta classe são apresentados e descritos, estando divididos em Dados composicionais (5.3.1), Perfil 1 (5.3.2), Perfil 2 (5.3.3) e Zircão (5.3.4).

O capítulo da Interpretação e Discussão (capítulo 6) divide-se em dois tópicos: o primeiro referente à Identificação do depósito de tsunami (6.1) e o outro referente ao Estabelecimento de fonte sedimentar do depósito de tsunami (6.2). Neste capítulo, correlacionam-se os diferentes dados apresentados no capítulo anterior, discutindo-os e contextualizando-os na temática central desta dissertação.

Por último, o capítulo 7 subdivide-se em Considerações finais (7.1) desta tese e Trabalho futuro (7.2), onde são apontadas direcções para o trabalho futuro a ser feito na abordagem ao estudo de depósitos de tsunami.

2. Revisão Bibliográfica

2.1 Física de tsunamis

A designação “tsunami” deriva da língua japonesa, tendo como significado onda de porto. Esta designação foi atribuída devido à crença de que estas ondas se formam muito perto dos portos ou de estruturas de pesca e não no sentido hidrológico ou de engenharia costeira da palavra.

Um tsunami consiste, geralmente, num pequeno número de ondas com um período longo, despoletadas por um qualquer mecanismo que desencadeie o movimento vertical de um grande volume de massa de água oceânica, ou seja, induzindo heterogeneidades no campo de massa, perturbando deste modo o equilíbrio do mesmo. Em águas profundas, as ondas de tsunami são, normalmente, pequenas em termos de altura, sendo difícil detectar a sua presença, excepto em bóias ondógrafas. No entanto, a altura destas ondas aumenta com a diminuição da velocidade e a aproximação à costa, podendo atingir grandes dimensões e, conseqüentemente, ter maior potencial de destruição.

O tempo de vida de um tsunami pode subdividir-se em três estádios: geração das ondas de tsunami, propagação em direcção à costa e inundaçāo da margem costeira, inundaçāo esta que pode ser quantificada através da sua extensão máxima horizontal e da extensão máxima vertical, isto é, *run-up*.

2.1.1 Mecanismos de geraçāo de tsunamis

Os mecanismos de geraçāo de um tsunami sāo processos geol3gicos com uma fonte pontual com enorme dispersāo angular a partir do qual sāo desencadeadas as movimentaçōes da massa de āgua e conseqüente formaçāo de ondas (Figura 1). Estes processos podem ser:

- **Sismos** – (Figura 1A) Quando se dá um movimento vertical significativo de uma falha submersa, gera-se um sismo de epicentro oceânico. A massa de āgua sobrejacente a este movimento entra em desequilíbrio, originando um tsunami. A onda desencadeada por este mecanismo é uma tentativa (por acçāo da gravidade) de equilíbrio do sistema perturbado.

- **Deslizamentos** – (Figura 1B) Os dois principais tipos de escorregamentos desencadeadores de tsunamis são os subaquáticos e os costeiros. Os escorregamentos podem ser consequência indirecta de pequenos ou grandes sismos, colapso de vulcões ou dos seus flancos e erosão em declives submarinos.
- **Vulcões** – (Figura 1C) Na sequência de erupções aéreas a queda de rochas, o fluxo de detritos ou deslizamentos de rochas, provocadas pelo colapso de crateras vulcânicas ou de um dos seus flancos, pode originar um tsunami. Contudo, a maior fonte de natureza vulcânica desencadeadora de tsunamis são as erupções subaquáticas. Não obstante, a erupção só por si também pode despoletar um pequeno sismo, que por sua vez pode originar um tsunami.
- **Meteoritos** – (Figura 1D) A Terra é ocasionalmente bombardeada por objectos extraterrestres, como meteoritos, asteróides e cometas. O impacto causado pela queda de um corpo extraterrestre pode ser catastrófico mas, o impacto pela queda de um mesmo corpo no mar toma proporções maiores. É possível que, tsunamis causados por asteróides produzam ondas maiores que ondas de tsunami geradas por eventos geológicos. De acordo com Hills e Goda (1998), o tsunami é provavelmente a consequência mais prejudicial da queda de um asteróide rochoso com diâmetro compreendido entre 200 m e 2 km. Estudos foram realizados na tentativa de prever as consequências destes tsunamis, onde se calcula que a queda de um asteróide com 5 km de diâmetro no meio do

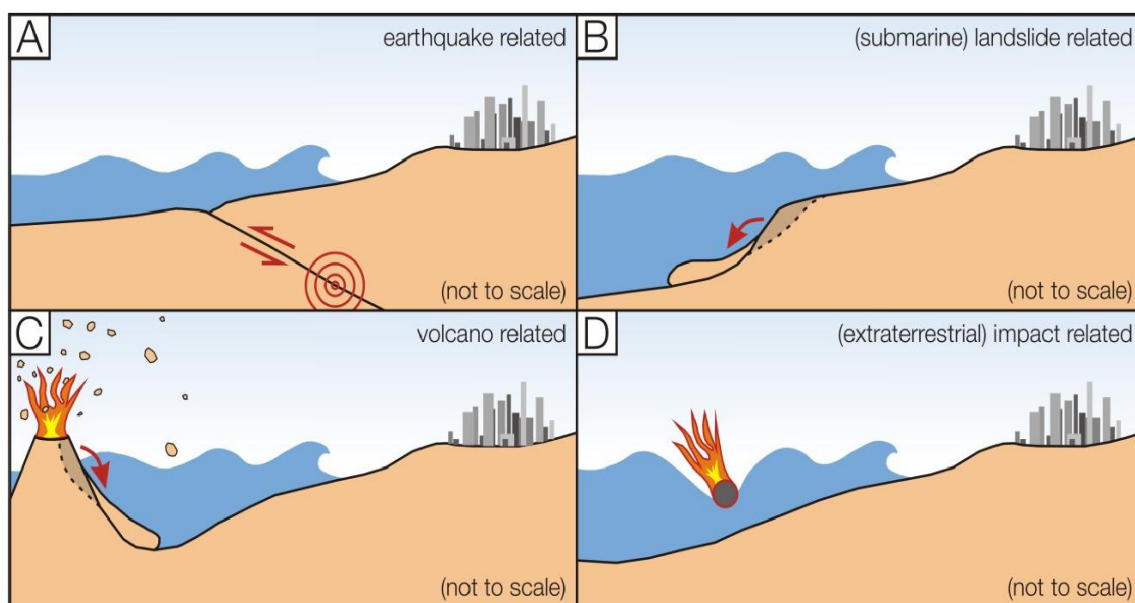


Figura 1 - Figura ilustrativa dos mecanismos desencadeadores de tsunamis. A- Sismos; B- Deslizamentos; C- Vulcões; D- Meteoritos (Koster, 2014).

oceano Atlântico poderá gerar um tsunami capaz de inundar mais de dois terços da costa Leste dos Estados Unidos da América (Costa (2006) *fide* Hills e Goda, 1998).

2.1.2 Escalas de classificação de tsunamis

Um evento de grande hidrodinamismo como um tsunami, envolve um conjunto de parâmetros físicos que tornam possível a sua avaliação, classificação e a compreensão da sua mecânica. Tal como para os sismos, para os tsunamis também existem escalas de classificação, quer de magnitude quer de intensidade. A existência de escalas de classificação torna-se fulcral na quantificação e estudo do evento em causa, assim como na atribuição de uma classificação que auxilie a compreensão dos danos causados.

Escala de Magnitude

Em termos de magnitude, existem duas escalas para os tsunamis:

- Escala de Imamura-Iida (m) – Nesta escala o valor é aproximadamente igual a $m = \log_2 h$, onde h corresponde à altura máxima do *run-up* em metros. Esta escala foi extendida por Hataori (1979), com a inclusão de informação tsunamigénica de campo e considerando o efeito da distância.
- Escala M_t – Nesta escala, a magnitude é calculada consoante a proveniência do tsunami: por exemplo, para tsunamis Trans-Pacíficos, $M_t = \log H + C + 9.1$ (Abe, 1979); para tsunamis regionais ($100\text{km} < \Delta < 3500\text{km}$), $M_t = \log H + \log \Delta + 5.8$, onde H é a máxima amplitude em metros medida em marégrafos, C é o factor distância dependente da combinação da fonte com os pontos de observação e Δ é a distância actual em km (Abe, 1981). Estas fórmulas foram calibradas com o momento de magnitude 3 da escala sísmica (M_w), o que as torna inaplicáveis para tsunamis gerados por deslizamentos submarinos.

Escala de Intensidade

Existem duas escalas para medir a intensidade de um tsunami:

- A escala de Sieberg é uma escala descritiva de intensidade de tsunamis que mais tarde foi modificada para escala de Sieberg-Ambraseys (Ambraseys, 1962), escala esta que classifica os tsunamis de leves (Nível 1) a desastrosos (Nível 6), baseando-se na destruição física causada pelo evento (Tabela 1).
- Escala de intensidade de Papadopoulos e Imamura (2001), onde são incluídos os efeitos dos tsunamis em humanos, os efeitos em objectos e na natureza e os danos em edificações. Esta escala está compreendida entre I – não sentido e XII – completamente devastador (Tabela 2).

Tabela 1- Escala de intensidade de tsunamis de Sieberg-Ambraseys (1962).

Nível	Consequências
Nível 1 – Muito leve	Onda fraca apenas captada em registos de marégrafos.
Nível 2 - Leve	Onda detectada por habitantes das zonas costeiras e familiarizados com o mar. Detectável, geralmente, em litorais muito aplanados.
Nível 3 – Pouco forte	Geralmente sentido. Inundação de costas de inclinação suave. Deslocação de veleiros leves. Danos ligeiros em estruturas pequenas situadas perto da costa. Nos estuários, até alguma distância para terra, observa-se uma alteração no escoamento.
Nível 4 – Forte	Inundação da costa até uma certa cota. Solos antropogénicos ligeiramente redistribuídos. Danos em taludes e diques. Danos em estruturas pequenas situadas perto da costa. Estruturas sólidas situadas na costa afectadas. Veleiros grandes e pequenos navios transportados para terra ou à deriva no mar. Costa repleta de detritos flutuantes.
Nível 5 – Muito forte	Inundação geral da costa até uma certa cota. Danos em muralhas de cais e estruturas sólidas situadas perto da costa. Estruturas pequenas destruídas. Significativa redistribuição de terra cultivada e costa repleta com detritos flutuantes e animais marinhos. À excepção de navios grandes, todos os barcos são arrastados. Grande extensão de inundação em estuários. Obras portuárias danificadas. Pessoas afogadas. Onda acompanhada de grande rugido.
Nível 6 – Desastroso	Destruição parcial ou completa de estruturas antropogénicas até alguma distância da costa. Inundação da costa até cotas elevadas. Navios grandes gravemente danificados. Árvores partidas ou desenraizadas. Muitas baixas.

Tabela 2- Escala de intensidade de tsunamis de (Papadopoulos e Imamura, 2001).

Escala	Efeitos em Humanos	Efeitos em objectos e natureza	Efeitos em edifícios
I – Não sentido	Não sentido.	Não há efeitos.	Não há danos.
II – Dificilmente sentido	Sentido por poucas pessoas a bordo de pequenos veleiros. Não observado na costa.	Não há efeitos.	Não há danos.
III - Fraco	Sentido pela maioria das pessoas a bordo de pequenos veleiros. Observado por poucas pessoas na costa.	Não há efeitos.	Não há danos.
IV – Amplamente observado	Sentido por todos os passageiros a bordo de pequenas embarcações e por algumas pessoas a bordo de grandes veleiros. Observado pela maioria na costa.	Alguns veleiros pequenos ligeiramente deslocados.	Não há danos.
V – Forte	Sentido por todos a bordo de grandes embarcações e observado por todos na costa. Algumas pessoas assustadas procuram alcançar maiores altitudes.	Muitos veleiros pequenos fortemente deslocados, alguns embatem entre si ou viram.	Inundação limitada de estruturas ao ar livre em estruturas litorais.
VI – Ligeiramente prejudicial	Muitas pessoas assustadas procuram alcançar maiores altitudes.	Maioria dos pequenos veleiros deslocados violentamente, embatendo entre si fortemente ou virando.	Danos e inundações nalgumas estruturas de madeira. Maioria das construções resistem.
VII - Prejudicial	Maioria das pessoas assustadas, correm e tentam alcançar maiores altitudes.	Muitos veleiros pequenos danificados. Poucos veleiros grandes oscilam violentamente. Objectos de dimensão e estabilidade variáveis ficam virados e à deriva. Deposição de camadas de areia e acumulação de seixos. Algumas jangadas de aquicultura deslocadas.	Muitas estruturas de madeira danificadas, poucas demolidas ou deslocadas. Danos de nível 1 em edifícios e inundações em alguns edifícios em alvenaria.

Escala	Efeitos em Humanos	Efeitos em objectos e natureza	Efeitos em edifícios
VIII – Fortemente prejudicial	Todas as pessoas fogem para maiores altitudes, algumas são levadas pela água.	Maioria dos pequenos veleiros são danificados, muitos são deslocados. Poucos veleiros grandes são deslocados ou embatem entre si. Objectos de grandes dimensões são arrastados. Erosão da praia e deposição de lixo na mesma. Inundações extensivas. Muitas jangadas de aquicultura arrastadas, algumas parcialmente danificadas.	Maioria das estruturas de madeira deslocadas ou demolidas. Danos de nível 2 em alguns edifícios em alvenaria. Maioria dos edifícios com cimento armado aguentam os danos, alguns apresentam danos de nível 1 e inundações são observadas.
IX – Destrutivo	Muitas pessoas são levadas pela água.	Maioria dos pequenos veleiros são destruídos ou arrastados. Muitos veleiros grandes são deslocados violentamente mas poucos são destruídos. Erosão extensiva e deposição de lixo na praia. Eventual subsidência do solo. Maioria das jangadas de aquicultura arrastadas, muitas parcialmente danificadas.	Danos de nível 3 em edifícios em alvenaria, poucos edifícios com cimento armado sofrem danos de nível 2.
X – Muito destrutivo	Pânico geral. Maioria das pessoas são levadas pela água.	Maioria dos veleiros grandes são arrastados violentamente para terra, muitos são destruídos ou colidem com edifícios. Pequenos calhaus de origem submarina são arrastados para terra. Carros capotados e à deriva. Derrames de óleo e incêndios. Subsidência dos solos extensiva.	Danos de nível 4 em muitos edifícios em alvenaria, poucos edifícios com cimento armado sofrem danos de nível 3. Colapso de taludes artificiais, barreiras portuárias danificadas.
XI – Devastador	-	Linhas de socorro interrompidas. Fogos extensivos. Retorno da água arrasta carros e outros objectos para o mar. Grandes calhaus são transportados do fundo do mar para terra.	Danos de nível 5 em muitos edifícios em alvenaria. Poucos edifícios com cimento armado sofrem danos de nível 4, muitos sofrem danos de nível 3.
XII - Completamen te devastador	-	-	Praticamente todos os edifícios são destruídos. Maioria dos edifícios com cimento armado sofrem de, pelo menos, danos de nível 3.

2.2 Registo geológico de tsunamis

Os tsunamis e as ondas de vento são dois tipos de ondas geneticamente diferentes. Um sistema de baixa pressão atmosférica combinado com a tensão do vento, desencadeia uma tempestade que, por sua vez, pode induzir ondas, de certa forma, semelhantes às dos tsunamis - *cf.* Switzer (2008)-. O comportamento das ondas geradas pelos dois fenómenos é similar, apresentando ambas baixa amplitude e um longo comprimento de onda. Em oceano aberto, estes dois tipos de ondas chegam a ser indistinguíveis, podendo a diferença incidir apenas na velocidade, no período e na repetição da inundação em terra. A duração de um tsunami pode variar, segundo Dawson (1994), de 20 minutos a mais de 1 hora, o que permite alternância de diferentes fases de inundação e retorno, gerando por sua vez, deposição de camadas com características sedimentares distintas, indicativas de diferentes direções de escoamento (Nanayama e Shigeno, 2006). Quer as ondas de tsunami, quer as ondas de tempestade são capazes de originar processos deposicionais similares.

Os tsunamis, de um ponto de vista geológico, são agentes de curta duração, embora de uma potência extrema, cuja passagem pode transportar e depositar grandes volumes de sedimentos do fundo do mar e de zonas costeiras (Figura 2), apresentando um padrão de erosão e deposicional muito complexo (Bondevik *et al.*, 1997). O reconhecimento de paleotsunamis, anteriores ao registo histórico, depende directamente da identificação dos seus depósitos sedimentares.

Hindson *et al.* (1996); Goff *et al.* (1998; 2001;2010); Hindson e Andrade (1999); Gelfenbaum *et al.* (2002); Andrade *et al.* (2003); Dawson e Stewart (2007); Paris *et al.* (2007;2009); Chagué-Goff *et al.* (2011); Szczuciński *et al.* (2012) são alguns exemplos de autores que debateram a definição de critérios sedimentares indicadores de depósitos de tsunami. Esses critérios nem sempre se revelam exactos, sendo muitas vezes apenas indicadores de uma invasão marinha de alta energia. Não obstante, a singularidade das formações tsunamigénicas é um factor usado na distinção entre tsunami e tempestade.

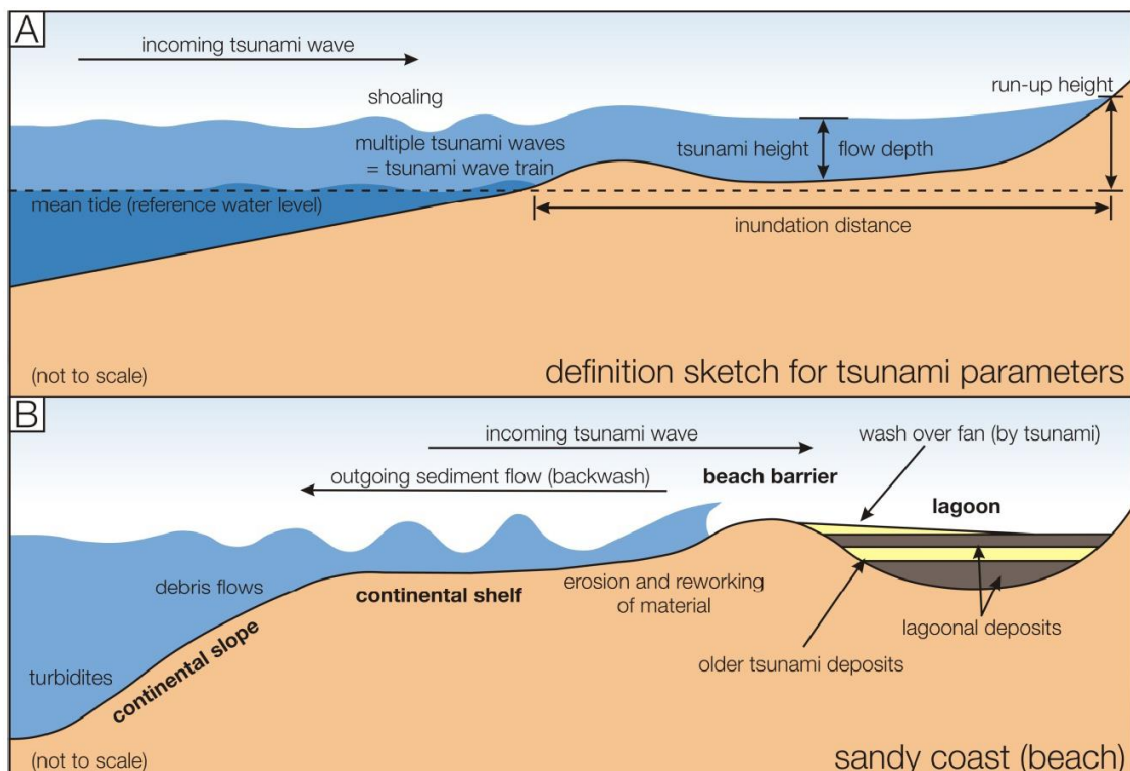


Figura 2 – Esquema conceptual representativo de uma inundação tsunamigénica (imagem A) e características da deposição tsunamigénica em bacias lagunares (imagem B), retirado de Koster (2014).

A identificação e diferenciação de um depósito de tsunami depende de um conjunto de critérios físicos, sedimentares, paleontológicos, geoquímicos e geomorfológicos. No que diz respeito aos critérios físicos, estes são inerentes à oceanografia e aos parâmetros implicados pela mesma – comprimento de onda muito grande, velocidades da onda e da corrente muito altas, poucas ondas mas com *retorno* e inundação veloz com alta tensão de cisalhamento e erosão.

Os critérios sedimentares focam-se essencialmente em aspectos relacionados com dados texturais, estruturas sedimentares e características relativas a fonte sedimentar. A detecção de estruturas sedimentares requer uma contextualização e/ou análise estratigráfica que auxilie a sua identificação. Tal foi observado por Morton *et al.* (2007) aquando do estudo comparativo de depósitos de tsunami da Papua Nova Guiné e do Perú, com tempestades costeiras. Estes autores concluíram que os depósitos de tsunami são conceptualmente compostos (tipicamente) por uma areia moderadamente calibrada, contendo clastos argilosos e/ou lâminas de minerais pesados (com laminação paralela ou cruzada) e limitados a topo por uma fina lâmina de material lodoso. O

contacto basal dos depósitos de tsunami tende a ser erosivo, abrupto, ou em inconformidade. Há um conjunto de estruturas sedimentares que também se encontram comumente em depósitos de tsunami: a unidade pode ser massiva, laminada ou caótica; pode ter estratificação cruzada, figuras de carga, circunvoluções, marcas de ondulação e conchas partidas -*e.g.* Costa (2012)-. Baseado nas características morfológicas e sedimentares de vários tsunamis, Morton *et al.* (2007) defendem ainda que outros atributos físicos comuns num depósito de tsunami são uma camada relativamente fina (<25cm) de areia normalmente calibrada, camada essa sem estrutura formada ou com poucas camadas finas. A presença de laminações de lodos ou intraclastos perto da base do depósito, compostos por sedimentos de camadas subjacentes, é também uma forte característica utilizada na identificação destes depósitos (Morton *et al.*, 2007).

No decorrer da inundação costeira por ondas de tsunami, os sedimentos são, maioritariamente, transportados em suspensão -alguns são em tracção como por exemplo, o depósito de tsunami de Misawa, 2011 (Putra *et al.*, 2013)-. A deposição das partículas sedimentares ao longo da coluna de água, relacionada com o decréscimo da turbulência do fluxo, geralmente forma uma diminuição de espessura na sequência deposicional em direção a terra. A altura atingida pelo fluxo de um tsunami e a quantidade de erosão causada pelo mesmo são factores que também influenciam a deposição (Gelfenbaum e Jaffe, 2003; Richmond *et al.*, 2011). As características dimensionais dos grãos do depósito de tsunami reflectem a origem dos sedimentos deslocados bem como as condições hidrodinâmicas da sedimentação. As ondas de tsunami são importantes agentes de erosão e deposição de sedimentos em terra, mas também se revelam (contemporaneamente) grandes agentes de erosão, transporte e deposição submarina de sedimentos (Dawson e Stewart, 2008).

Os depósitos de tsunami normalmente apresentam características semelhantes entre si (Sugawara *et al.*, 2008), com camadas de areia mais finas para o topo expressando a diminuição da energia hidrodinâmica durante a sedimentação (Figura 3) (Dawson *et al.*, 1988; Dawson *et al.*, 1991; Shi *et al.*, 1995; Minoura *et al.*, 2000). Por outro lado, uma sequência cuja dimensão granulométrica aumente para terra pode indicar a longa duração temporal do tsunami e seus parâmetros de proveniência (Higman e Jaffe, 2005).

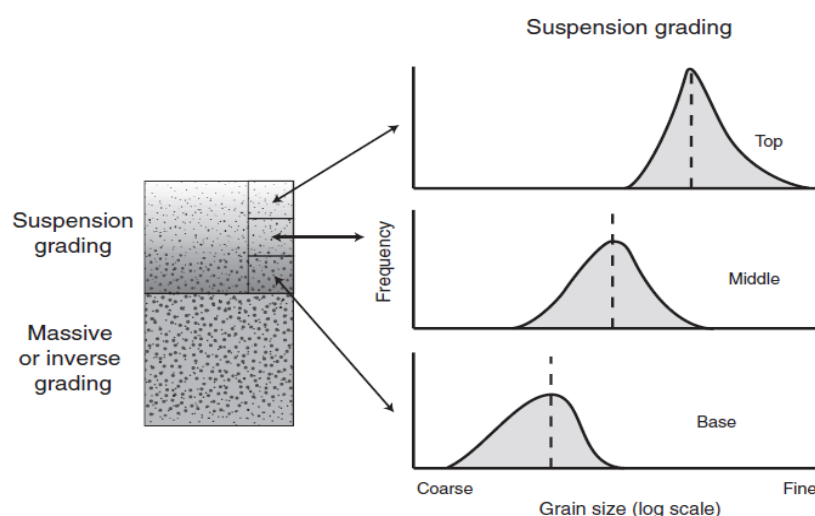


Figura 3 – Esquema conceptual representativo de modos de deposição sedimentar num evento tsunamigénico e sua tradução no registo geológico (Jaffe *et al.*, 2012).

Quanto aos critérios de fonte dos sedimentos, eles baseiam-se no estabelecimento de relações de proveniência. Tipicamente, num depósito de tsunami verifica-se que: a) este reflecte o material disponível na orla costeira (por exemplo, praias e sedimentos eólicos); b) a classe dimensional dos grãos varia de argila a blocos; c) a existência de uma distribuição granulométrica multi-modal indica várias fontes do material; d) por vezes, surge um aumento da concentração de minerais pesados na base do depósito; e) pode ocorrer um ocasional aumento de minerais com formas planares (ex. Mica) no topo do depósito; f) as marcas microtexturais apontam para um aumento da presença de marcas de percussão/mecânicas em comparação com as prováveis fontes sedimentares do depósito tsunamigénico.

Segundo Hindson e Andrade (1999), o transporte realizado por um tsunami envolve um maior volume de sedimentos *onshore* – geralmente provenientes da

remoção de areia da praia e dunas costeiras –, sendo o contributo sedimentar *offshore*, regra geral, negligenciável (Costa, 2006). O depósito formado durante o evento, pode ainda incorporar material de textura fina de solos subjacentes (erodidos durante o processo de inundação e/ou retorno).

As assinaturas geoquímicas de um depósito de tsunami reflectem as características do material fonte. Por exemplo, com o aumento de determinado elemento ou composto químico – Cl, Na, Mg, Ca, K, SiO₂, CaO, Cr, MgO, I, Fe, S –, ou no aumento da razão SiO₂/Al₂O₃ e CaO/Al₂O₃, no aumento de conteúdo carbonatado, em variações subtis de elementos de fonte (K/Rb, La/Sm e Hf/Ta) e no enriquecimento em Cu, Pb, Zn ou, por contraste, na sua diluição.

Por último, os critérios geomorfológicos são traduzidos na morfologia costeira através de alterações na topografia das faixas galgadas pelas ondas de tsunami. Essas alterações podem consistir em: a) rompimento múltiplo de sistemas dunares ou na formação de deltas de galgamento; b) formas em pedestal ao longo do cordão dunar; c) topografia *hummocky* irregular; d) contribuição para a formação de dunas parabólicas (tipicamente na fase pós-evento).

A conjugação da interpretação do conjunto de critérios acima descritos com uma contextualização regional, facilita a identificação e diferenciação de um depósito de tsunami. Na realidade, numa camada sedimentar qualquer vestígio de escoamento uni ou bidirecional (de ou para o mar) pode ser um valioso diagnóstico de um depósito de tsunami. No entanto, o modo mais rigoroso de identificação de um paleotsunami requer sempre o estudo do contexto em que o mesmo depósito é encontrado (Morton *et al.*, 2007).

A energia inerente aos tsunamis não é constante, variando ao longo do decorrer do evento com as diferentes fases de inundação e retorno. Enquanto que a inundação corresponde à invasão da onda do mar para terra, o retorno (ou *backwash*) é o processo inverso que tem início no momento em que a onda atinge a distância máxima de inundação na horizontal, recuando novamente para o mar. A alternância de energias tem, geralmente, como consequência vários episódios de deposição sedimentar, sendo, tipicamente, as de mais baixa energia as de retorno, podendo resultar numa sequência

gradual de camadas laminares -e.g. (Morton *et al.*, 2007)-. No entanto, não é fácil fazer a distinção entre os *sets* de ondas correspondentes ao tsunami e o respectivo retorno. O retorno (*backwash*), segundo Costa *et al.* (2015), revela-se um mecanismo essencial na determinação da composição da unidade formada pelo tsunami. Nos casos estudados pelos autores, o transporte selectivo de partículas menos densas, promovido pelo retorno, originou um aumento da concentração de minerais pesados, comparativamente à concentração presente na fonte sedimentar (Figura 4).

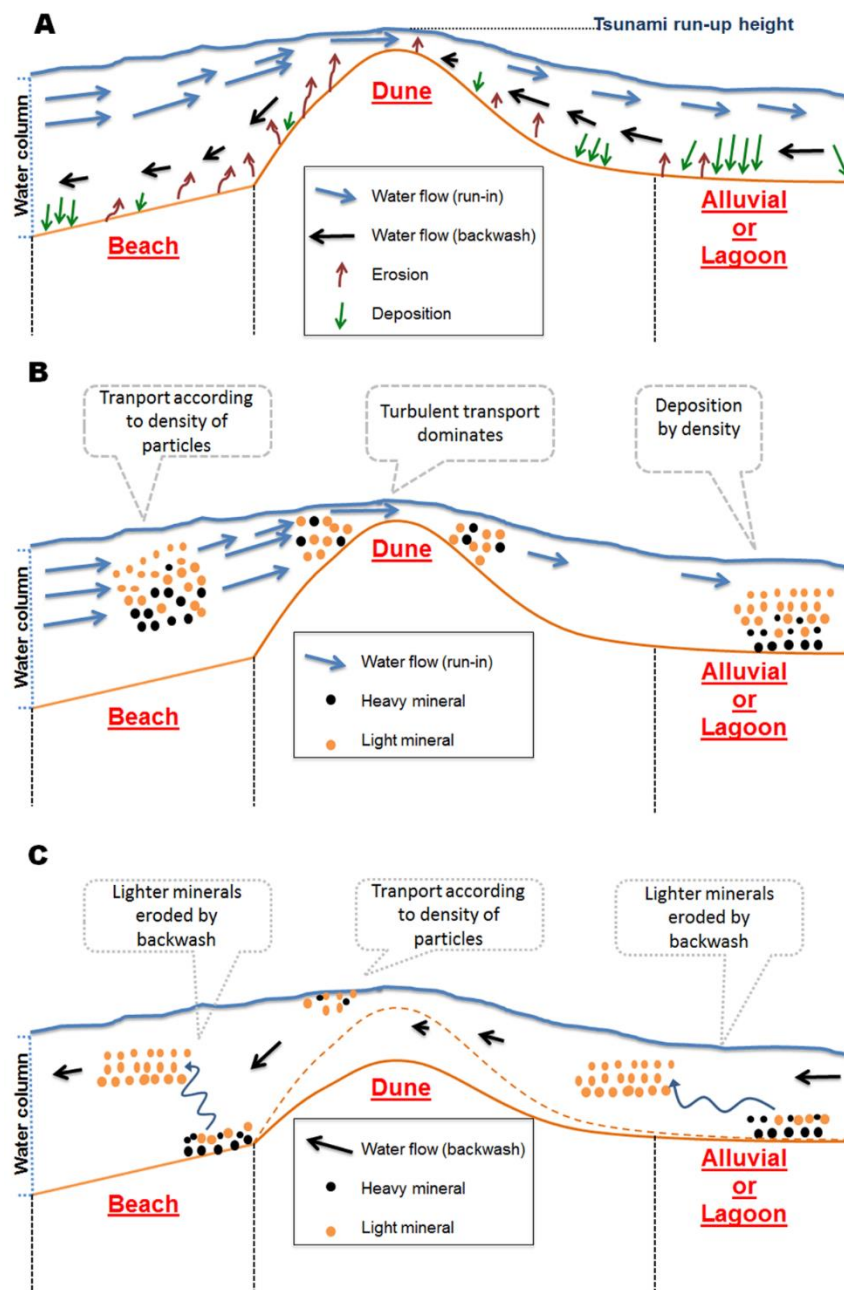


Figura 4 – Modelo conceptual ilustrativo do transporte sedimentar, em particular de minerais pesados, durante inundação e retorno tsunamig nicos. Imagem B ilustra transporte sedimentar e deposi o durante a inunda o, enquanto a imagem C ilustra a fase de retorno (Costa *et al.*, 2015).

Os depósitos de paleotsunamis em terra são frequentemente usados para aferir os intervalos da recorrência de tsunamis em zonas sísmicas (Brito, 1597; Atwater, 1987; Minoura e Nakaya, 1991; Shennan *et al.*, 1996; Williams e Hall, 2004; Cisternas *et al.*, 2005), de que é exemplo, a margem sudoeste da Península Ibérica (Luque *et al.*, 2001; Lario *et al.*, 2011).

O reconhecimento dos depósitos de tsunami é complexo, não sendo suficiente a utilização de apenas uma técnica no estudo dos mesmos. Torna-se então indispensável uma abordagem multidisciplinar para discriminar os depósitos de tsunami no registo sedimentar e com isso contribuir para uma melhor definição de vulnerabilidade costeira.

2.3 Depósitos de tsunami no Algarve

Segundo os registos históricos, já se fizeram sentir vários tsunamis na costa de Portugal, sendo o registo mais antigo presente na literatura, o relato de Brito (1597) sobre o tsunami de 60 a.C. (Baptista e Miranda, 2009), embora a descrição deste evento seja controversa (Andrade *et al.*, 2015). Ainda de acordo com Baptista e Miranda (2009), os registos históricos demonstram que a região do Algarve é a que, ao longo dos tempos, tem registado maiores intensidades sísmicas em Portugal Continental (*e.g.* $M_s=8.2$, 25 de Novembro de 1941; $M_s=7.9$, 28 de Fevereiro de 1969; $M_s=7.9$, 26 de Maio de 1975).

Os estudos existentes sobre esta matéria focam-se na sua grande maioria, em tsunamis instrumentais, isto é, eventos geologicamente recentes. No entanto, o evento que merece maior destaque é o tsunami gerado pelo sismo de 1 de Novembro de 1755. Este tsunami histórico foi caracterizado como o maior desastre natural em Portugal Continental com testemunhas oculares (Baptista *et al.*, 2003). A magnitude deste tsunami foi revista por Solares e Arroyo (2004), ficando avaliada em 8.4 ± 0.3 na escala macrossísmica M_t .

O tsunami de 1 de Novembro de 1755 foi descrito por vários autores como sendo o mais destrutivo da Europa Atlântica, havendo registos dos seus efeitos do mesmo em vários países, como França, Espanha, Portugal, Reino Unido e Marrocos (Moreira de Mendonça, 1758; Baptista *et al.*, 1998). Segundo Campos (1991), três violentas ondas atingiram a costa em diversos locais, estando o intervalo de tempo de duração das

oscilações do mar compreendido em 24 horas. Há, no entanto, dados históricos contraditórios relativamente ao número total de ondas tsunamigénicas -*e.g.* Campos (1991)-. Os registos históricos da inundação causada pelo tsunami de 1755 referem ondas com 5 m de altura em Lisboa, 15 m em Cádiz, 10 m no Cabo de S. Vicente e 1,2 m no Porto (Campos, 1991), embora, também aqui exista alguma controvérsia até pela utilização de unidades de medida que são diferentes das utilizadas no nosso quotidiano -*e.g.* Pereira de Sousa (1919)-.

Para o tsunami gerado pelo sismo de 1755, Baptista *et al.*, (1998; 2011); Omira *et al.* (2009) e Lima *et al.* (2010) foram alguns dos autores que elaboraram estudos com o propósito da reconstituição sísmica, através do teste de diferentes cenários de ruptura, por modelação da propagação de um tsunami e comparação com registos históricos. Baptista e Miranda (2009) e Costa *et al.* (2012), concluem que o período de recorrência de eventos semelhantes ao sismo e tsunami de 1755 é longo, da ordem dos milhares de anos.

O tsunami de 1755 de Lisboa, deixou evidências de grande modificação das barreiras costeiras do litoral Português, em particular, na zona oriental do Algarve, sendo estas modificações consequência da distância máxima horizontal atingida pela onda e do retorno -*e.g.* Andrade (1992)-.

As alterações geomorfológicas e sedimentares associadas a este tsunami têm sido amplamente investigadas -*e.g.* Andrade (1992); Dawson *et al.* (1995); Hindson *et al.* (1996); Hindson e Andrade (1999); Corrochano *et al.* (2000); Luque *et al.* (2001); Abrantes *et al.* (2005; 2008); Ruiz *et al.* (2005); Kortekaas e Dawson (2007); Morales *et al.* (2008); Costa *et al.* (2012); Dinis *et al.* (2010); Trog *et al.* (2013)-.

Foram identificados 9 depósitos sedimentares correspondentes ao tsunami de 1755 (6 inequívocos e 3 discutíveis), entre o Cabo de S. Vicente e o Rio Guadiana (Figura 2), sendo estes:

- **Martinhal** – a planície aluvial triangular da baixa do Martinhal é aplanada e encontra-se separada do mar por um cordão dunar e uma praia arenosa (Andrade *et al.*, 1997) (Figura 8B). O depósito tsunamigénico identificado nesta zona apresenta características de deposição

resultantes de um evento de alta energia, intercalado com lodos estuarinos (Kortekaas e Dawson, 2007). O topo da sequência sedimentar consiste em várias camadas arenosas e siltosas, sobrejacentes a uma camada tsunamigénica composta por areias grosseiras, fragmentos de conchas, clastos argilosos e calhaus, por sua vez depositada sobre lamelas estuarinas castanhas, formando um contacto erosivo (Costa *et al.*, 2012).

- **Praia do Barranco e praia das Furnas** –Costa *et al.* (2011) identificaram depósitos clásticos que sugerem ser o resultado de transporte por um episódio de inundação bastante enérgico. Estes depósitos são constituídos por calhaus, burgaus e blocos com evidências de origem marinha, actualmente localizados a distâncias compreendidas entre os 250 e os 300 m da crista da berma, na praia do Barranco e Furnas, na zona Oeste da costa Sul Algarvia (Figura 8B). As evidências de fonte marinha correspondem a estruturas de bioerosão bem como fósseis de organismos marinhos endolíticos bem preservados (Figura 5). A sua preservação, uma vez que se tratam de fósseis de natureza frágil, remete para a ausência de desgaste prolongado dos blocos e burgaus durante o transporte e posterior deposição, sugerindo por isso transporte em suspensão. A aplicação de fórmulas simples de transporte sedimentar - e.g. Nott (2003)- sugere que apenas uma inundação marinha excepcional seria capaz de transportar estas partículas (sem destruir as protuberâncias faunísticas). Estes dados calibrados com datações de radiocarbono permitiram aos autores associar estes depósitos e o seu transporte ao tsunami de 1755.

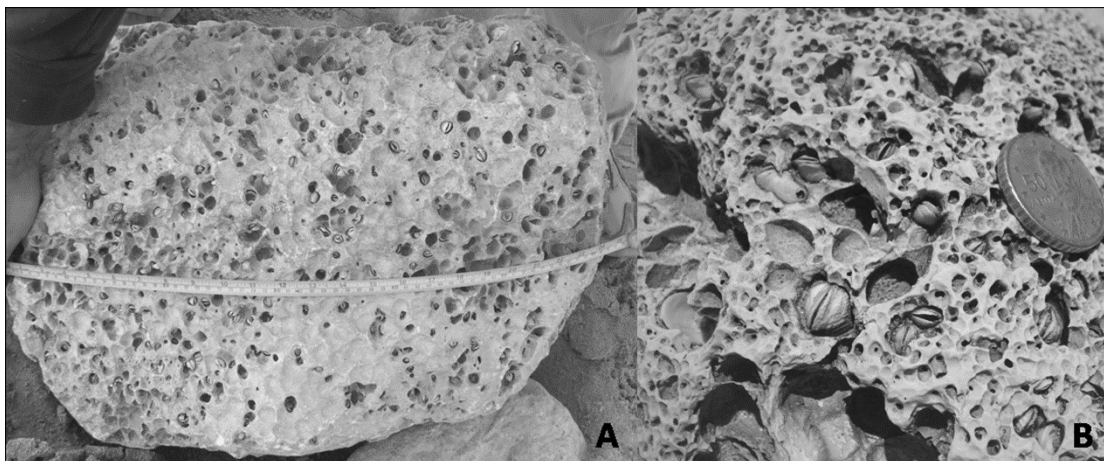


Figura 5 – Fotografia de burgau observado na praia do Barranco, com dimensão aproximada de 50 cm (imagem A). Na imagem B é possível observar fósseis endolíticos bem preservados (Costa et al., 2011).

- Boca do Rio** – é uma planície aplanada, situada entre Sagres e Lagos (Figura 8B). Boca do Rio encontra-se separada do mar por uma barreira de cascalho, um cordão de areia e um esporão rochoso que, em conjunto, formam uma barreira que impede a penetração das ondas e consequente inundação, durante as tempestades (Hindson *et al.*, 1996). Diversos autores estudaram o enchimento sedimentar da baixa da Boca do Rio (Dawson *et al.*, 1995; Hindson *et al.*, 1996; Andrade *et al.*, 1998; Hindson e Andrade, 1999; Andrade *et al.*, 2003; Costa, 2012) e, de acordo com os mesmos, a parte superior do enchimento aluvial consiste em depósitos de lodos estuarinos que incorporam uma unidade arenosa tsunamigénica associada ao tsunami de 1 de Novembro de 1755, cuja extensão vai até cerca de 1 Km da linha de costa actual e se encontra a cerca de 0,80 m de profundidade. Este depósito é uma unidade massiva com forte contraste textural nos contactos com as camadas sub e sobrejacentes, com presença de laminações, conchas partidas e clastos argilosos (Costa, 2012). A sua composição mineralógica engloba grãos de quartzo, calcite e dolomite, uma diminuição de filossilicatos e óxidos de ferro, relativamente às unidades argilosas que delimitam o estuário (Font *et al.*, 2013). De acordo com os mesmos autores, a assinatura das argilas demonstra ser idêntica no depósito de tsunami e nas unidades

argilosas, facto que corrobora a presença de uma unidade com bolas de argila no depósito de tsunami.

- **Lagoa dos Salgados** – A Lagoa dos Salgados (Figura 8B) é uma depressão aplanada, pouco acima do nível médio do mar, que acumula água e sedimentos lodosos de zonas adjacentes. A camada identificada como tsunamigénica apresenta várias características composicionais e texturais geralmente reconhecidas em depósitos de tsunami. Segundo Costa *et al.* (2009; 2010; 2012) a camada é composta por sedimentos finos a médios, envoltos por uma unidade lodosa típica de deposição em ambientes de baixa energia, a cerca de 0,4 m de profundidade. O contraste entre estas camadas é fortemente marcado por uma inconformidade (Costa, 2012). De acordo com os autores, no depósito tsunamigénico são ainda encontrados clastos de argilas provenientes das camadas subjacentes. A espessura da camada diminui em direcção a terra (Costa *et al.*, 2012). A taxa de sedimentação da unidade lodosa a topo, foi obtida com base na análise do perfil vertical de variação em ^{210}Pb e ^{137}Cs , produzindo resultados consistentes com a associação ao tsunami de 1755 (Figura 6) (Costa *et al.*, 2009; 2010; 2012).

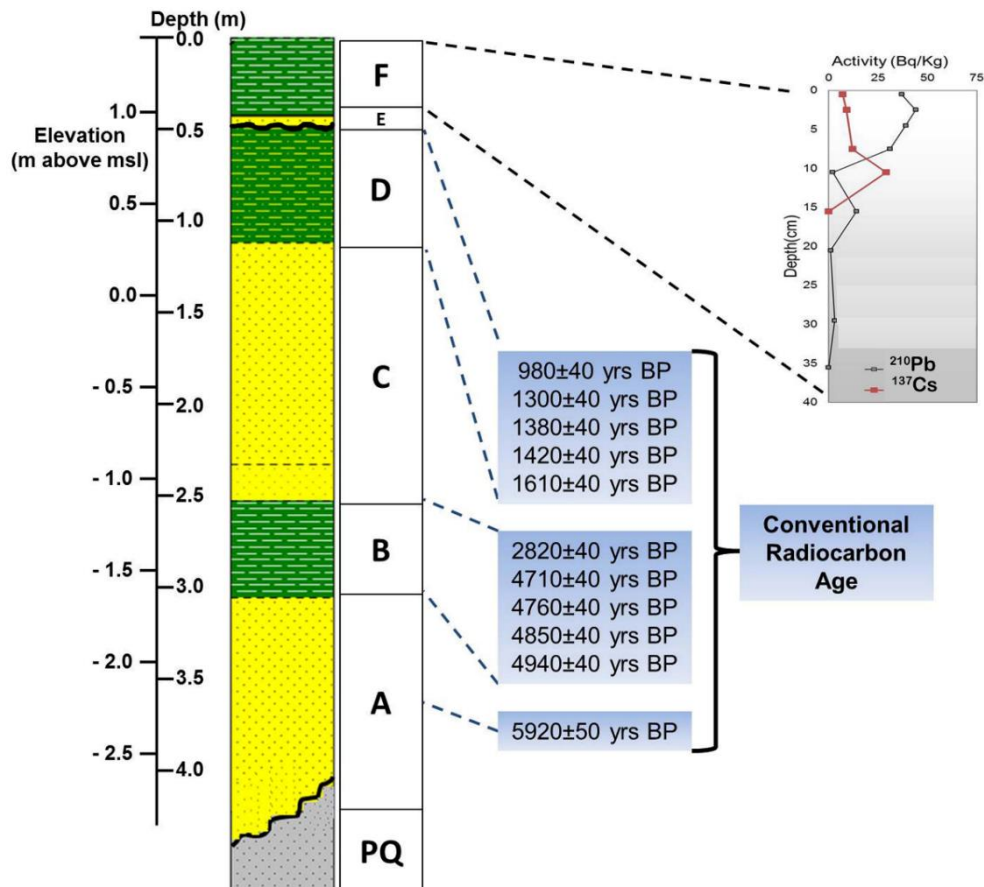


Figura 6 – Coluna litoestratigráfica esquemática, representativa do enchimento tardi-holocénico da Lagoa dos Salgados (Costa *et al.*, 2012).

- **Alvor** – O sistema lagunar da Ria de Alvor (Figura 8B) ocupa uma superfície de cerca de 3,5 km², correspondendo cerca de 3 km de comprimento do corpo principal da laguna. A maior parte do sistema lagunar encontra-se incluída na faixa entremarés, razão pela qual existe imersão periódica. O corpo principal desenvolve-se paralelamente ao litoral, articulando-se com dois canais que asseguram a transição para o sistema fluvial (Oliveira, 2009). As vertentes da ria de Alvor apresentam declives intermédios e são talhadas em substrato rochoso (Rocha *et al.*, 1983). Nesta zona, o raso de maré e os sapais são as zonas com maior potencial de inundação e preservação de uma assinatura de eventos de alta energia. O sistema lagunar é abrigado do mar por dois grandes corpos dunares com dunas fixas a rodear o estuário com bancos de lama e areia (Trog *et al.*, 2013). Na sequência sedimentar observa-se uma

unidade semelhante à Boca do Rio, contendo na sua constituição uma mistura de organismos de água salobra e marinha, mistura esta possivelmente explicada por um evento de alta energia com alto hidrodinamismo, arrastando organismos e sedimentos marinhos (Hills e Goda, 1998; Trog *et al.*, 2013). Segundo os autores, os depósitos no estuário de Alvor reflectem alternância entre condições de alta e baixa energia, podendo corresponder a um evento tsunamigénico. Contudo, seriam necessários estudos adicionais de maior resolução para comprovar o racional exposto pelos autores.

- **Alcantarilha** – em Alcantarilha (Figura 8B), Dinis *et al.* (2010) , evidencia um delta arenoso que apresenta características sedimentares e morfológicas idênticas a outros depósitos de tsunami. O delta de galgamento é arenoso e, morfológicamente, apresenta uma forma sub-elipsóidal que afunila e encurta em direção a terra (Dinis *et al.*, 2010) (Figura 7). Os autores referem ainda a presença de acumulação de seixos perfurados de origem marinha, clastos argilosos na superfície imediatamente acima do depósito tsunamigénico e uma fronteira inferior ondulada, marcada pelo contraste textural entre areia e lodo aluvial/lagunar subjacente. O delta de galgamento de Alcantarilha é único na zona e, uma vez que a morfologia dos cordões dunares e ribeiras propicia a preservação de galgamentos, (Goff *et al.*, 2009; Dinis *et al.*, 2010) assume que a altura da onda na costa esteja compreendido entre os 8 e os 10 m. A camada de Alcantarilha é correlacionada com o evento tsunamigénico de 1755 por Schneider *et al.* (2010) através de datações radiocarbónicas e Trog *et al.* (2015) com o reconhecimento de uma interrupção (*i.e.* camada arenosa) na deposição da unidade lodosa designada por III -para mais informação consultar Schneider *et al.* (2010) e Trog *et al.* (2013)-. Os autores sugerem ainda que este depósito possa representar um equivalente lateral ao depósito da lagoa dos Salgados, resultante do tsunami de 1755.

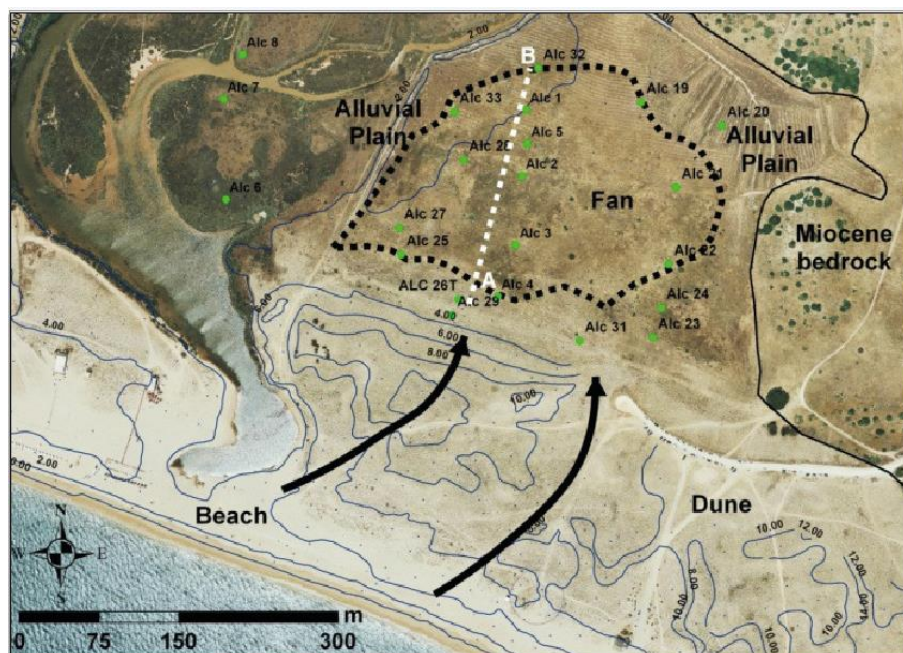


Figura 7 – Delta de galgamento sugerido/identificado por Dinis et al., 2010.

- **Ria Formosa** - Ao tsunami de 1755 é ainda associada, por análise geomorfológica, a evolução do sector Leste da barreira da Ria Formosa (Figura 8B) e da planície costeira da Manta Rota (Andrade, 1992). Segundo o autor, as alturas de onda estimadas para esta zona (cerca de 9 m) seriam suficientes para desencadear o galgamento extensivo ao longo da ilha barreira de Tavira. Através da análise de registos históricos, Andrade (1992) defende que a ilha de Tavira, originalmente, se estendia até ao estuário do rio Guadiana, e que o galgamento da mesma originou obliteração de parte da ilha, havendo posterior consolidação dos sedimentos, dando origem à planície costeira da Manta Rota.
- **Quarteira** – O estuário da Quarteira encontra-se a cerca de 20 km a Oeste de Faro (Figura 8B). O estuário da Ribeira de Quarteira têm um comprimento de 5 km e 2 km de largura, estendendo-se até à Serra do Caldeirão (Trog et al., 2013). Este estuário está fisicamente separado do mar por uma barreira arenosa (Schneider et al., 2010). De acordo com os autores, a camada superior (unidade III, dos 0-150 cm) é composta por sedimentos silto-argilosos avermelhados, com um pequeno conteúdo de areia. Existe uma interrupção nesta unidade sobre a qual os autores Schneider et al. (2010) e Trog et al. (2013) mencionam a possibilidade de

representar um episódio marinho de alta energia, como um tsunami. Esta camada é composta por areia média a grosseira, com fragmentos de conchas embutidos (Trog *et al.*, 2015). Segundo os autores, as datações radiocarbono realizadas suportam esta possibilidade. Contudo, os resultados apenas apontam para um evento marinho de alta energia, não o diferenciando.

- **Carcavai** – O estuário da Ribeira de Carcavai localiza-se a cerca de 13 km a Oeste de Faro (Trog *et al.*, 2013) (Figura 8B). Este estuário tem, aproximadamente, 1,5 km de comprimento e 0,5 km de largura, e encontra-se separado do mar por uma barreira de areia (Schneider *et al.*, 2010). Na litoestratigrafia, a camada sedimentar superior (unidade III, correspondente a 0-189 cm) apresenta tons escuros – castanho a preto - composta por argilas siltosas, com altos valores de areia e silte (Trog *et al.*, 2015). De acordo com os autores, entre os 114 e os 126 cm de profundidade há uma interrupção na litoestratigrafia com a presença de uma camada de areia média a grosseira, com fragmentos de conchas. Trog *et al.* (2015) apontam para uma grande probabilidade desta camada estar associada ao tsunami de 1755.

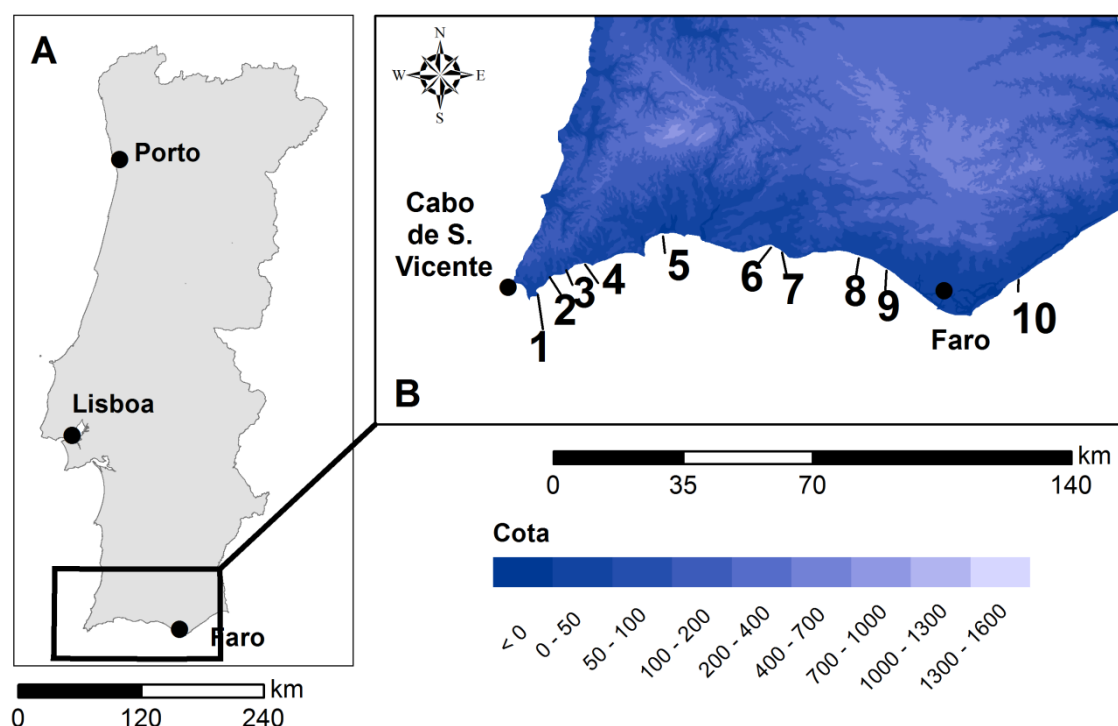


Figura 8 - Depósitos de tsunami no Algarve (com base em trabalhos anteriores; para detalhes p.f. ver texto). 1 – Martinhal; 2 – Praia do Barranco; 3 – Praia das Furnas; 4 – Boca do Rio; 5 – Alvor; 6 – Alcantarilha; 7 – Salgados; 8 – Quarteira; 9 – Carcavai; 10 – Ria Formosa.

2.4 Minerais pesados em depósitos de tsunami

A utilização de minerais pesados (densidade $> 2.9\text{g/cm}^3$) como técnica de estudo sedimentar pode ser bastante útil no estabelecimento da proveniência dos materiais constituintes de um depósito tsunamigénico, bem como na identificação de uma possível assinatura específica do retorno (Costa *et al.*, 2015). Dentro da subclasse dos minerais pesados, pode ainda fazer-se a distinção entre magnéticos e não magnéticos. Regra geral os minerais pesados magnéticos apresentam uma densidade superior aos não magnéticos (e.g. magnetite com uma densidade 5.1 g/cm^3). Os minerais pesados têm propriedades hidrodinâmicas distintas da maioria dos minerais comuns sendo a mais relevante, para o estudo tsunamigénico, a sua densidade. Não obstante, esta propriedade também varia de partícula para partícula, dentro da mesma classe mineralógica (Jagodzinski *et al.*, 2009). Os minerais leves depositam mais lentamente após sofrerem transporte por suspensão (Jagodzinski *et al.*, 2009), o que, por vezes, permite que os minerais pesados se destaquem em estruturas laminares, passíveis de serem resultado dos meios de transporte a que foram sujeitos (Putra *et al.*, 2013). A

ocorrência de minerais pesados é frequentemente reportada em depósitos de tsunami -tsunami de Nicarágua 1992: Higman e Bourgeois (2008); tsunami do Perú 2001: Morton *et al.* (2007; 2008); Tsunami do Oceano Índico (IOT) 2004: Szczucinski *et al.* (2006); Babu *et al.* (2007); Narayana *et al.* (2007) -. Por norma surgem na base do depósito (Morton *et al.*, 2007) mas podem também surgir distribuídos ao longo do mesmo (Higman e Bourgeois, 2008; Morton *et al.*, 2008). De um modo geral, a concentração de minerais pesados, em relação ao total de sedimentos no depósito tsunamigénico, decresce para terra (Morton *et al.*, 2007; Srinivasalu *et al.*, 2007; Higman e Bourgeois, 2008; Jagodzinski *et al.*, 2009; Jagodziński *et al.*, 2012; Cuven *et al.*, 2013; Costa *et al.*, 2015).

Babu *et al.* (2007) procedeu à comparação das características dos minerais pesados antes e depois do IOT de 2004, onde denotou uma maior percentagem de magnetite, ilmenite, silimanite e granada nos sedimentos pós-tsunamigénicos. A magnetite (mineral pesado magnético) possui uma densidade maior que a dos restantes minerais pesados, sendo que o aumento da sua concentração foi atribuído à intensidade do rearranjo durante o evento tsunamigénico.

Em depósitos Tailandeses do IOT de 2004, foi também denotada uma maior concentração de micas (biotite e moscovite) que nos sedimentos da praia e solos pré-tsunamigénicos (Jagodzinski *et al.*, 2009). As maiores concentrações de mica encontram-se na parte de cima do depósito de tsunami, com flocos micáceos presentes nas fracções mais finas das amostras de sedimentos (Jagodzinski *et al.*, 2009). A presença de micas sugere ainda uma fonte marinha mais profunda para os sedimentos do depósito tsunamigénico, que não apenas sedimentos de praia (Jagodzinski *et al.*, 2009).

Esta distribuição preferencial dá-se durante um tsunami por diferentes modos de deposição – suspensão e tracção – (Dawson e Shi, 2000; Sugawara *et al.*, 2008). Os mecanismos de transporte deste tipo de materiais são discutidos por Putra *et al.* (2013) que ao estudar o depósito de tsunami encontrado nas costas de Misawa - Japão (2011) atribuiu o seu movimento a um fluxo de tracção, o que implicaria que a distribuição de minerais pesados seja diferente da defendida por Morton *et al.* (2007), Switzer e Jones (2008) e Jagodzinski *et al.* (2009).

Contudo, as laminações de minerais pesados marcam presença não apenas em eventos tsunamigénicos mas também em depósitos de tempestade (Switzer *et al.*, 2005; Morton *et al.*, 2007; Iglesias *et al.*, 2008; Switzer e Jones, 2008). A existência de laminações de minerais pesados depende das fontes sedimentares que contribuem para a formação do depósito de tsunami (Morton *et al.*, 2007), razão que explica a sua ausência em alguns depósitos como o do tsunami Hokkaido-nansei-oki de 1993 (Nanayama *et al.*, 2000), o tsunami de Papua Nova Guiné de 1998 (Morton *et al.*, 2007) ou o South Pacific Tsunami (SPT) de Samoa em 2009 (Richmond *et al.*, 2011).

Através do estudo de minerais pesados, o sinal de retorno foi identificado por Costa *et al.* (2015) em depósitos tsunamigénicos de Portugal, Escócia e Indonésia, utilizando a forma do zircão (euédrico vs rolado) e ligeiras variações de concentração e de composição.

Em suma, os minerais pesados devido à sua densidade característica, são depositados mais rapidamente que os minerais leves. Assim, estes minerais são mais frequentemente encontrados na base dos depósitos de tsunami, diminuindo a sua concentração da base para o topo do depósito, excepto elementos como micas que são sobretudo condicionados pela sua forma. Devido ainda àquele parâmetro, a concentração de minerais pesados diminui para terra. Posto isto, os minerais pesados são mais comumente usados como técnicas para o estudo de eventos ambientais de alta energia (Goff *et al.*, 2004; Switzer *et al.*, 2005; Nichol *et al.*, 2007; Switzer e Jones, 2008; Goff *et al.*, 2010) e, uma vez conjugadas com outras técnicas, são mais susceptíveis de apresentar informação útil.

3. Enquadramentos

3.1 Geologia e Geomorfologia

A costa Algarvia, dada a ocorrência de diferentes regimes de ondas e à estrutura e natureza das características das litologias dos afloramentos, apresenta uma assimetria geológica e morfológica. Devido ao contraste geomorfológico, a linha de costa pode ser dividida em duas áreas principais – costa Oeste e costa Sul –, sendo a última subdividida em dois sectores, Barlavento e Sotavento (Figura 9B). A área de estudo deste trabalho localiza-se no sector Leste do Barlavento Algarvio (Figura 9).

O Barlavento está compreendido entre o Cabo de São Vicente a Oeste e a praia do Ancão a Leste (Figura 9). O Barlavento desenvolveu-se em calcários resistentes do Mesozóico, dolomites, margas e calcários do Miocénico, calcários e siltitos deterioráveis. Estas litologias formam falésias com encostas íngremes que, quando possuem substrato Jurássico por vezes mergulham directamente para o oceano enquanto que as rochas Terciárias, regra geral, apresentam falésias cuja base exhibe praias estreitas ou plataformas, intertidais ou subtidais (Oliveira, 1984).

A zona este deste sector apresenta um litoral com estuários bem desenvolvidos e baías intercaladas por falésias com alturas compreendidas entre os 20 e os 50 metros de altura, acima do nível médio do mar. A morfologia existente na zona Oeste do barlavento é resultado da tectónica, representada por um conjunto de falhas com orientação principal NNE-SSW (Oliveira, 2009) e por uma sequência de diferentes litologias ao longo do litoral, com diferentes resistências à erosão, formando assim uma linha de costa irregular com vários promontórios e baías. O litoral do Barlavento é caracterizado por falésias rochosas com alturas entre os 40 e os 110 metros acima do nível médio do mar, interrompidas por pequenas praias (Oliveira, 2009). Litostratigraficamente, as litologias predominantes nesta zona do barlavento – margas e carbonatos clásticos do Miocénico – são também um forte contributo para a aparência aguçada do litoral. A franja destes penhascos, segundo (Andrade, 1990), forma uma plataforma costeira de abrasão marinha que afecta essencialmente rochas carbonatadas Miocénicas. Esta superfície é intensamente carsificada, com uma altura média de 45 metros e ligeiramente inclinada para SE (Andrade, 1990).

Ainda na zona este do barlavento, o sistema de drenagem existente apresenta canais que se estenderam até um máximo de 4 km para terra, drenando a sequência Plio-Plistocénica, com excepção dos canais de Quarteira e Carcavai, que apresentam um bom desenvolvimento de captação de áreas com uma extensão maior que os anteriores, drenando toda a sequência Meso-Cenozóica (Oliveira, 1984).

No que diz respeito à hidrologia, os rios e correntes que circulam em rochas do Paleozóico e Mesozóico apresentam um pobre desenvolvimento em captação de terreno para terra e planícies aluviais, que são essencialmente compostas por lodos resultante do intemperismo e erosão de calcários e afloramentos *Flysch* em bacias hidrográficas (Oliveira, 1984).

A litologia presente em Alcantarilha abrange, quase na sua totalidade, formações Cenozóicas, estando estas representadas por areias, arenitos e cascalheiras do litoral do baixo Alentejo e Vale do Sado do Plio-Plistocénico, e pela formação Miocénica carbonatada de Lagos-Portimão. Na zona NE da lagoa de Alcantarilha há uma pequena contribuição Mesozóica para a estratigrafia, composta por calcários dolomíticos passando a dolomitos maciços de Sagres do Jurássico superior (Portlandiano, Kimeridgiano superior) (Oliveira, 1984).

3.2 Oceanografia e Regime hidrodinâmico

Pinto e Teixeira (2002) descrevem o clima da zona costeira Algarvia (Figura 9) como tipicamente Mediterrâneo, com meses de verão secos e quentes. A média anual da precipitação ronda os 500-600 mm, sendo que 80% da mesma tem lugar entre os meses de Outubro e Março. Segundo Barnhardt *et al.* (2002), a prevalência dos ventos provem de sudoeste com velocidades médias anuais compreendidas entre os 6 e os 9 km/h. O período médio anual das ondas foi calculado em Costa *et al.* (2001) através de dados fornecidos pelo Instituto Hidrográfico. Os autores obtiveram para Faro um período de 4.7 segundos, sendo o período de pico para a mesma zona de 8.2 segundos. Na costa Sul Portuguesa 52% das observações correspondem a ondas com direcção Oeste, com um ligeiro aumento no inverno, enquanto que no verão a direcção das ondas tende a rodar para Norte -*vide* (Costa, 2012)-. A altura média anual das ondas é de,

aproximadamente, 1 m, chegando aos 3 m em eventos de tempestade (Reyes *et al.*, 1999). O regime de ondas é caracterizado como de baixa energia, com uma média da altura significativa de onda (H_s) <1 m e as tempestades estão essencialmente relacionadas com os ventos de Oeste e com a aproximação de ondas de águas profundas provenientes do Atlântico -*vide* (Costa, 2012)-. Segundo Andrade *et al.* (2004), com um período de retorno entre 30 a 50 anos, são esperadas ondas cuja altura atinge os 6 m. A costa Sul Algarvia é caracterizada por um regime de agitação de baixa energia e raramente é afectada por tempestades muito intensas ou tsunamis.

3.3 Descrição do Local de Estudo

A baixa de Alcantarilha situa-se entre Armação de Pêra e a ponta da Galé (Figura 9). Esta área corresponde a uma baía onde uma extensa praia se desenvolve ao longo de cerca de 6 km de comprimento, acompanhada de um cordão dunar com vegetação com alturas compreendidas entre os 3 e os 17 metros acima do nível médio do mar, cobrindo *beachrock* e sedimentos eólicos consolidados do Plistocénico-Holocénico (Moura *et al.*, 2007). A continuidade lateral do sistema do cordão dunar é interrompida por duas bacias, que se desenvolveram com a saída intermitente de ribeiras – ribeira de Alcantarilha e lagoa dos Salgados e a ribeira de Espiche, que drenam bacias hidrográficas com 204 e 41 km², respectivamente. Estas bacias hidrográficas desenvolveram-se em calcários do Miocénico inferior e siltitos e arenitos do Miocénico superior (Pinto e Teixeira, 2002). Por sua vez, a Ribeira de Alcantarilha drena essencialmente formações miocénicas (calcários, arenitos e siltitos). A praia é suportada por dunas consolidadas e *beachrock* que contribuem decisivamente para a estabilidade da foz da ribeira. Ao longo da depressão de Alcantarilha, numa extensão superior a 2 km para terra, a deposição consiste, principalmente, em material aluvionar. Próximo da barra ocorre o desenvolvimento de um alto sapal.

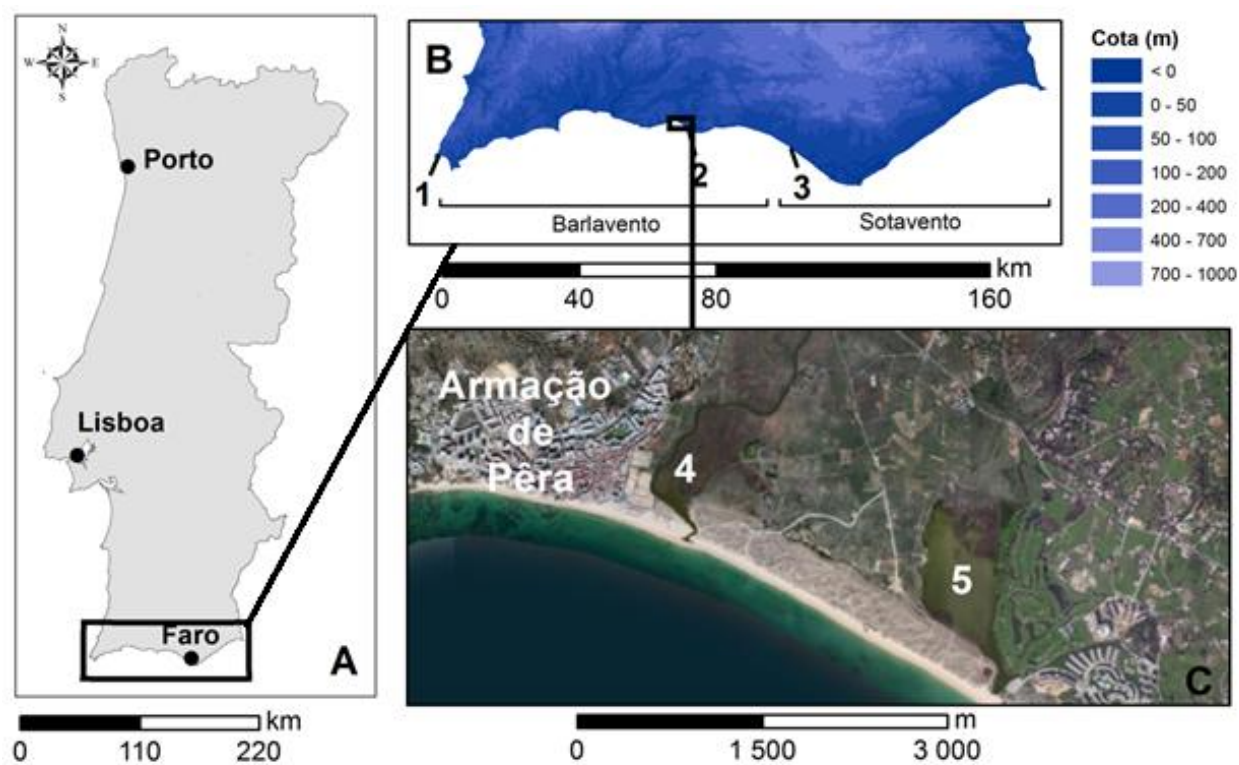


Figura 9 - Localização geográfica de Alcantarilha. A – Portugal Continental; B – Algarve. Sectores Barlavento e Sotavento (1 – Cabo de São Vicente, 2 – Galé, 3 – Ancão); C – Alcantarilha (4 – Planície aluvial de Alcantarilha; 5 – Lagoa dos Salgados).

4. Metodologia

As análises textural e mineralógica são técnicas utilizadas para a caracterização dos depósitos de tsunami e no estabelecimento da respectiva proveniência sedimentar. Este estudo incidiu na análise composicional de minerais pesados do depósito tsunamigénico detectado em Alcantarilha. De modo a concretizar e alcançar os objectivos pretendidos para este trabalho, foram realizados diversos procedimentos de análise sedimentológica das amostras, bem como a prévia recolha das mesmas.

Outras técnicas foram postas em prática com o objectivo de estimar a data do depósito tsunamigénico de Alcantarilha. As técnicas de datação utilizadas foram: ^{210}Pb , ^{137}Cs e Radiocarbono. As técnicas previamente mencionadas são frequentemente utilizadas no estudo de inundações marinhas extremas Holocénicas e também universalmente utilizadas na datação (in)directa dos depósitos de tsunami ou na datação dos mesmos por meio da datação das camadas sobre e/ou subjacentes (Costa, 2012).

4.1 Trabalho de campo

As amostras necessárias ao desenvolvimento do trabalho foram obtidas no campo (Alcantarilha), por meio da escavação de trincheiras, amostragem por *box-cores* (Figura 10) e por sondagens realizadas em diversos locais da planície aluvial (Figura 11). As amostras da campanha de Junho de 2014 encontram-se listadas na Tabela 3. Este trabalho também beneficiou de amostras recolhidas no âmbito do projecto GETS – Geological signature of tsunami deposits on the Portuguese coast – FCT- PTDC/CTE-GEX/65948/2006 e do Projecto Europeu NEAREST (Integrated observations from NEARshore sources of Tsunamis: towards an early warning system).



Figura 10 - Amostragem por box-core na trincheira 34T.

Para além da recolha de amostras, para cada trincheira/sondagem, é feito um *log* estratigráfico esquemático, acompanhado da descrição das unidades litoestratigráficas observadas.

A descrição das unidades tem por base um conjunto de características macroscópicas como o contacto entre camadas, aspectos erosivos, cor, textura, litologia e conteúdo fossilífero.

Tabela 3- Listagem de amostras recolhidas em Alcantarilha (2014). Profundidade abaixo da superfície.

Sondagem	Topo (m)	Base (m)
ALC 34T #1	0	0.26
ALC 34T #2	0.17	0.48
ALC 34T (Charcoal)	0.34	0.34
ALC 34T	0.48	0.5
ALC 34T (Radiocarbon)	0.5	0.51
ALC 35	0	0.03
ALC 35	0.03	0.13
ALC 35	0.13	0.18
ALC 35	0.18	0.3
ALC 35	0.3	0.44
ALC 35	0.44	0.46
ALC 35	0.46	0.5
ALC 36	0	0.02
ALC 36	0.01	0.07
ALC 36	0.07	0.14
ALC 36	0.14	0.22
ALC 36	0.22	0.28
ALC 36	0.28	0.31
ALC 36	0.31	0.35
ALC 37	0	0.07
ALC 37	0.07	0.25
ALC 37	0.25	0.42
ALC 37	0.42	0.44
ALC 38T #1	0	0.26
ALC 38T #2	0.19	0.42

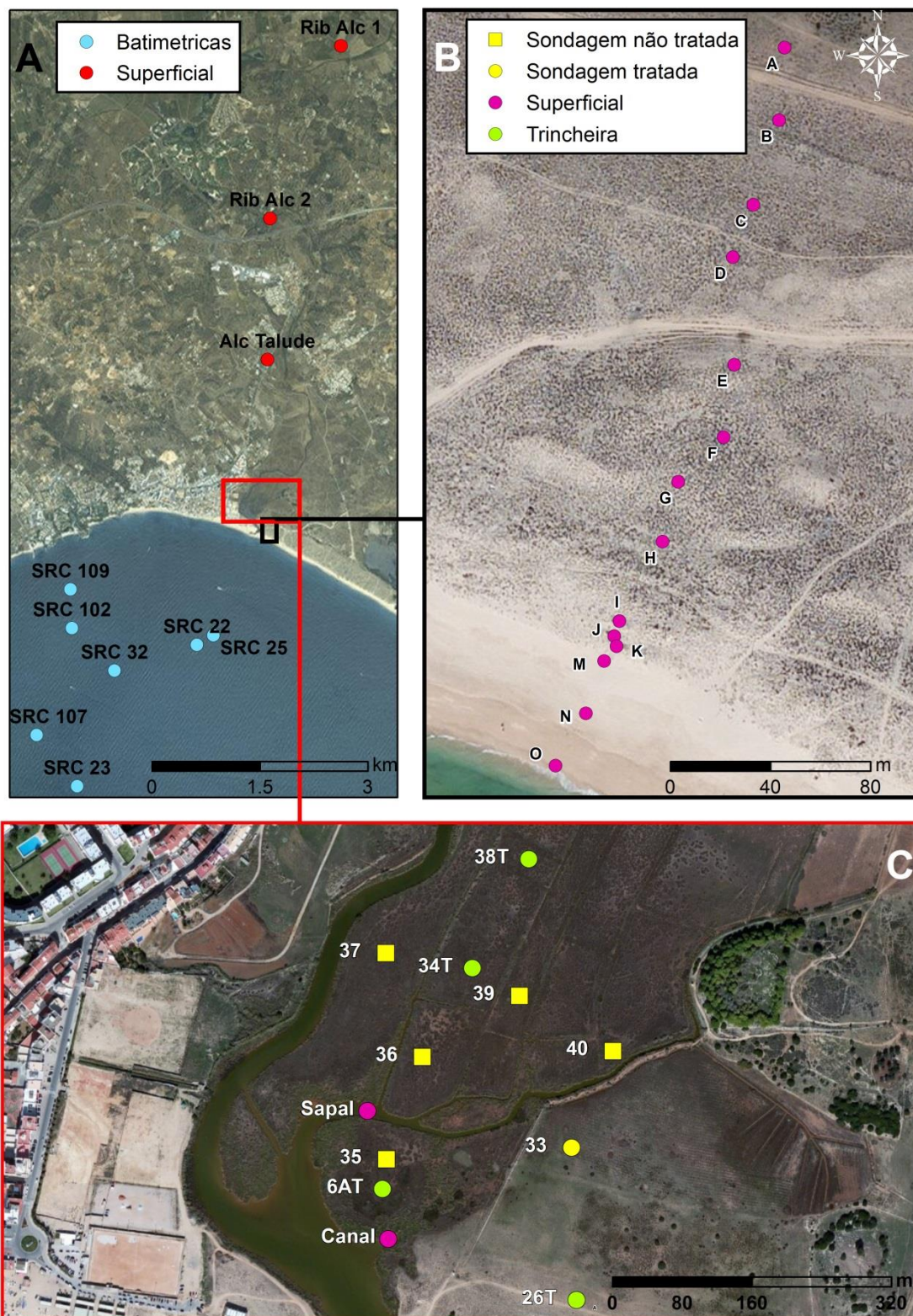


Figura 11 - Representação espacial da amostragem realizada em Alcântarilha. A-amostras batimétricas (pf ver profundidades na Tabela 4) e superficiais; B-Perfil de amostras praia-duna; C-Sondagens tratadas/não tratadas, trincheiras e amostras superficiais. A legenda das figuras B e C encontra-se no canto superior direito da figura B.

4.2 Ensaiois laboratoriais

Os ensaios laboratoriais foram realizados num conjunto de amostras de diferentes campanhas de campo, pré-selecionadas de modo a obter uma boa representação espacial e estatística. Assim, optou-se por seleccionar amostras ao longo de um eixo/perfil central e amostras de análogos actuais (Tabela 4 e Figura 11).

Tabela 4- Listagem das amostras tratadas. Nas amostras recolhidas na plataforma interna (Batimétricas) a profundidade encontra-se entre parênteses.

Alc 26T	26T 0.00-0.10	Alc 38T	38T 0,05-0,06	
	26T 0.20-0.30		38T 0,14-0,15	
	26T 0.40-0.50		38T 0,20-0,21	
	26T 0.60-0.70		38T 0,25-0,26	
	26T 0.80-0.90	Batimétricas	1 SRC # 102 (-13m)	
	26T 1.00-1.10		29 SRC # 32(-18m)	
	26T 1.20-1.30		23 SRC # 25(-17m)	
	26T 1.50-1.60		4 SRC # 107(-19m)	
Alc 33	Alc33 0.00-0.10		6 SRC # 109(-11m)	
	Alc33 0.20-0.30		20 SRC # 22(-16m)	
	Alc33 0.30-0.40		21 SRC # 23(-17m)	
	Alc33 0.40-0.50	Superficiais	Praia	ALC M
	Alc33 0.50-0.60			ALC N Berma
Alc 34T	34T 0,11-0,12			ALC O Face praia
	34T 0,23-0,24		Duna	ALC A
	34T 0,27-0,28			ALC B
	34T 0,32-0,33			ALC C Meio Duna Interna
	34T 0,37-0,38			ALC D Topo Duna Interna
	34T 0,39-0,40			ALC E
Alc 6AT	6AT 0,09 m			ALC F
	6AT 0,16 m			ALC G
	6AT 0,20 m			ALC H
	6AT 0,24 m			ALC I
	6AT 0,28 m			ALC J
	6AT 0,32 m			ALC K
	6AT 0,36 m		Aluvião	ALC TALUDE
	6AT 0,385 m			ALC FUNDO CANAL S
	6AT 0,7 m			Rib ^a ALC 2
	6AT 1 m			ALC Canal Bordo Sapal

4.2.1 Análise granulométrica

A análise textural das amostras foi feita através de crivagem granulométrica, apenas na fracção grosseira ($<4\phi$). As granulometrias decorreram com o auxílio de uma série de crivos, intervalados de $0,5\phi$. Uma vez feita a separação dimensional dos grãos, procedeu-se à selecção das fracções necessárias para a continuidade das técnicas a realizar – de 1ϕ a 3ϕ –, agrupando-as num mesmo recipiente devidamente referenciado. Para facilitar o estabelecimento de relações de proveniência, estas fracções foram seleccionadas pois, texturalmente, correspondem ao material exógeno depositado na unidade associada ao tsunami de 1755 – identificada por Dinis *et al.* (2010).

4.2.2 Percentagem de CaCO_3 (Carbonato de Cálcio)

As amostras foram pesadas numa fase inicial, de modo a simplificar o processo de descarbonatação por diferença ponderal. A descarbonatação das amostras foi realizada com Ácido Clorídrico (HCl) a 10%, que dissolve os carbonatos. Este procedimento foi repetido tantas vezes quanto necessário, ou seja, até as amostras não apresentarem qualquer reacção ao HCl, sinal de que já não existe fracção carbonatada na amostra. Finda a descarbonatação, procedeu-se à lavagem das amostras até o pH das mesmas apresentar valores neutros. A diferença ponderal obteve-se através da subtração entre o peso inicial das amostras e o peso final das mesmas, após estas repousarem e secarem na estufa a 100°C .

4.2.3 Mineralogia

Minerais Pesados

Uma vez destacadas e devidamente pesadas as fracções necessárias para a análise dos minerais pesados ($1-3\phi$), procedeu-se à separação dos minerais pesados com Bromofórmio (Figura 12). O Bromofórmio é um líquido incolor tóxico, com densidade ($2,89 \text{ g/cm}^3$), e permite a separação de minerais pesados e leves. Os minerais leves, contrariamente aos minerais pesados, apresentam uma densidade inferior à do Bromofórmio. Logo, uma vez colocada a amostra no líquido, dá-se a separação destas duas subclasses, mantidas em filtros de papel até o Bromofórmio evaporar e a amostra

ficar completamente seca. Este procedimento realizou-se para todas as amostras, incluindo desta forma a maior diversidade de ambientes sedimentares possível.



Figura 12 – Procedimento laboratorial da separação de minerais pesados com Bromofórmio.

Uma vez secas, as amostras foram sujeitas a uma separação de minerais pesados magnéticos. Para proceder à separação destes dos minerais pesados não magnéticos, recorreu-se a um íman. Devido ao campo magnético que se forma à volta do íman, os minerais pesados magnéticos são atraídos, destacando-se dos não magnéticos. Posteriormente à separação, dá-se a pesagem de cada fracção individual e repectivo registo. Seguidamente as fracções são misturadas (minerais pesados magnéticos e minerais pesados não magnéticos) para proceder à elaboração de lâminas de vidro de minerais pesados. A montagem de lâminas para observação dos minerais pesados ao Microscópio é feita com resina e lâminas de vidro. No Microscópio Petrográfico Olympus BX40, em cada lâmina, procede-se à identificação e contagem de cerca de 300 partículas, a fim de obter uma boa representação estatística.

4.3 Métodos de datação

Os métodos de datação mais adequados para estimar a idade de um depósito de tsunami são designados de radiométricos, e baseiam-se nas propriedades radioactivas de determinado isótopo que sofre, espontaneamente, alterações na sua organização atómica, a fim de alcançar uma forma mais estável. A datação por métodos radiométricos é feita através do decaimento radioactivo. Este último depende

directamente do tempo e permite datar uma rocha ou fóssil quando é conhecida a sua taxa de decaimento (Lowe e Walker, 1997).

4.3.1 Radiocarbono

O método do Radiocarbono (^{14}C) apenas pode ser aplicado a uma pequena porção do Quaternário, o que o torna limitante cronologicamente. A utilização deste método rege-se por 4 suposições fundamentais (Lowe e Walker, 1997): a) a porção de ^{14}C é constante ao longo do tempo; b) que o rácio $^{14}\text{C}:^{12}\text{C}$ na biosfera e hidrosfera está em equilíbrio com o rácio da atmosfera; c) a taxa de decaimento de ^{14}C possa ser estabelecida; d) que tenha existido um sistema fechado desde a morte do organismo. O ^{14}C está constantemente a ser produzido e é acumulado em reservatórios globais (atmosfera, biosfera e hidrosfera). Este isótopo rapidamente oxida para dióxido de carbono, misturando-se então com a atmosfera e sendo (posteriormente) absorvido pelo oceano e pelos seres vivos. Todos os seres vivos absorvem dióxido de carbono, aquando da formação de tecidos, num rácio equilibrado com o da atmosfera. Uma vez morto, o ^{14}C dos tecidos do organismo vai continuar a decair para ^{14}N . Tendo em conta que não há reposição de ^{14}C e, sabendo que a sua actividade na atmosfera é de, aproximadamente, 15 dpm g^{-1} (15 desintegrações por minuto por grama) e que o seu tempo de meia vida foi determinado para 5730 ± 40 anos (Godwin, 1962) in Lowe e Walker (1997), pode-se aferir sobre a idade de uma determinada matéria. Stuiver *et al.* (1998) estabelece a curva logarítmica para o decaimento de radiocarbono, abrangendo até (aproximadamente) 50000 anos, o que corresponde a cerca de 8 vezes o tempo de meia vida do ^{14}C . Esta curva é comumente utilizada para o procedimento analítico. É possível calcular o tempo (em anos) desde que se deu a morte de um organismo através da equação (Lowe e Walker, 1997):

$$R = \frac{1}{\lambda} \log_e \left(\frac{A_0}{A} \right),$$

onde R é o tempo em anos, λ é o decaimento constante de ^{14}C , A_0 é a actividade do ^{14}C do padrão de referência moderno e A é a medição da actividade de ^{14}C na amostra de idade desconhecida.

Para calcular o decaimento do ^{14}C existem duas abordagens (Lowe e Walker, 1997):

- a) Método convencional de datação radiocarbónica – resume-se na deteção e contagem de emissões β de átomos de ^{14}C ao longo de um período de tempo, para determinar a taxa de emissões e posterior actividade da amostra. Seguidamente, os laboratórios comparam a actividade da amostra com uma referência padrão recente;
- b) Espectómetro de aceleração de massa (AMS) – consiste no uso de aceleradores de partículas como espectómetros de massa para fazer a contagem do número actual de átomos de ^{14}C e comparar com os seus productos de decaimento.

Dos dois métodos apresentados, o AMS revela-se o mais adequado, uma vez que é mais rápido e permite datar amostras mais pequenas -*vide* (Costa, 2012)-. Foi também este o método utilizado pelo Beta Analytics Inc., laboratório de onde provêm as datações radiocarbónicas deste trabalho.

4.3.2 Chumbo e Césio (^{210}Pb e ^{137}Cs)

O ^{210}Pb e o ^{137}Cs são isótopos radioactivos utilizados para datar eventos geologicamente muito recentes (<150 anos antes do presente).

O Chumbo 210 (^{210}Pb) é produto do decaimento radioactivo do gás Radão (^{222}Rn). Este isótopo instável acumula-se em sedimentos lacustres e marinhos, em solos, turfas e gelo glaciário, onde vai decair para a forma mais estável, ^{206}Pb , processo que decorre num intervalo de tempo de cerca de 150 anos (Lowe e Walker, 1997). Assumindo que o ^{210}Pb se mantém constante no fluxo atmosférico, é possível determinar o tempo que passou desde a deposição desse mesmo chumbo, através da medição do rácio de ^{210}Pb para ^{206}Pb (Olsson, 1986). Assim, usando o perfil vertical da concentração do excesso de ^{210}Pb para inferir uma taxa uniforme de sedimentação usando o método da taxa de fornecimento constante (Appleby e Oldfield, 1983), pode-se calcular a taxa de sedimentação.

O Césio 137 (^{137}Cs) é um nuclídeo radioactivo gerado artificialmente, que apenas foi produzido em quantidades significativas como resultado do teste de armas

termonucleares iniciado em 1945 (Lowe e Walker, 1997). O ^{137}Cs é utilizado para datar sedimentos lacustres e turfas, no processo de estimar a taxa da erosão de solos em exploração mineira e ainda pode ser aplicado como traçador ambiental com fim de indicar o local fonte do material que chega aos lagos, proveniente das bacias hidrográficas (Lowe e Walker, 1997). Algumas áreas sofreram um *input* de ^{137}Cs após o incidente de Chernobyl em 1986, o que não terá sido o caso do Sul de Portugal -*vide* (Costa, 2012)-.

5. Resultados

5.1 Litoestratigrafia

5.1.1 Log esquemático

No log litoestratigráfico esquemático do topo do enchimento Holocénico da baixa aluvionar da Ribeira de Alcantarilha (Figura 13), é possível observar o contraste entre as diferentes litologias e respectivos constituintes.

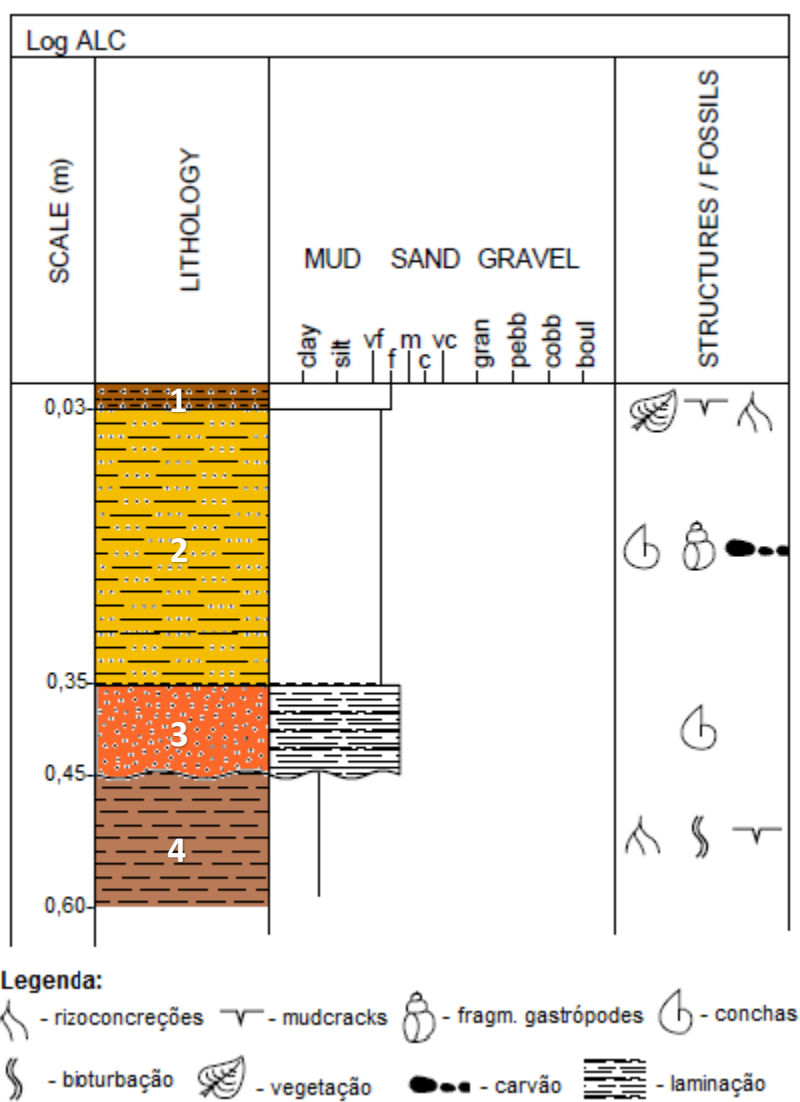


Figura 13 - Coluna litoestratigráfica esquemática do topo do enchimento Holocénico da baixa aluvionar de Alcantarilha.

A camada do topo (Unidade 1 – 0-0,03 m de profundidade, Figura 13), apresenta semelhanças com a camada de base (Unidade 4 - >0,45 m de profundidade, Figura 13),

sendo um nível lodoso, cujos elementos sedimentares são rizoconcreções, fendas de dessecação e fragmentos de plantas e raízes.

O contacto basal entre a unidade tsunamigénica (Unidade 3 - 0,35-0,45 m de profundidade, Figura 13), inicialmente sugerida por (Dinis *et al.*, 2010), e a camada sobrejacente (Unidade 2 – 0,03-0,35 m de profundidade, Figura 13) é abrupto. A Unidade 2 é composta por areia lodoso (ou lodo na zona de sapal), com clastos argilosos e conchas de bivalves e gastrópodes. Nesta unidade são observáveis acumulações carbonatadas pedogénicas, designadas por calcretos ou *caliche*. A formação destas acumulações carbonatadas resulta da diagénese meteórica. Nesta unidade, na amostra ALC6AT, foram realizadas medições para determinação da taxa de sedimentação, tendo sido obtido o valor de 0,08 cm/ano (^{210}Pb), e 0,05 cm/ano (^{137}Cs) (Figura 14). A datação foi realizada em colaboração com o Doutor Eduardo Leorri da East Carolina University.

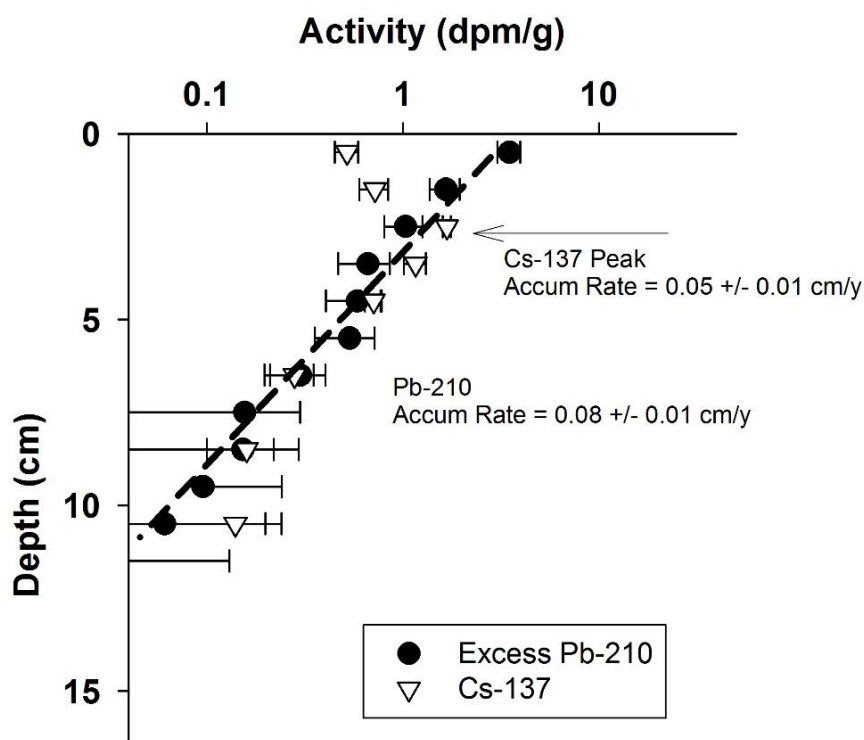


Figura 14 – Diagrama representativo da actividade de ^{210}Pb e ^{137}Cs , medido na sondagem ALC6AT (trabalho realizado por Doutor Eduardo Leorri).

A Unidade 3 apresenta-se como uma unidade massiva de tonalidade alaranjada, com areia moderadamente calibrada, contactos subjacente erosivo e sobrejacente abrupto. Esta unidade apresenta ainda (ocasionalmente) concentrações laminares de minerais pesados, figuras de carga e fragmentos de conchas. É de salientar ainda a diminuição da sua espessura na sequência deposicional em direção a terra, assumindo esta camada uma forma de cunha. As características previamente mencionadas, juntamente com as datações realizadas (Figura 14 e Tabela 5), possibilitam estabelecer uma correlação temporal e sedimentar entre esta camada e o tsunami de 1755.

Tabela 5 – Datações Radiocarbono obtidas para a Unidade 4, a partir de amostras recolhidas na trincheira ALC33.

Trincheira	Profundidade abaixo da superfície (cm)	Material	$\delta^{13}C$ ‰	Idade Radiocarbono convencional	Resultados calibrados 2 sigma	Curva intercepção calibrada
33	57	Sedimento	-27.1 o/oo	2410±40 BP	Cal BC 750 to 690 (Cal BP 2700 to 2640) ou	Cal BC 410 (Cal BP 2360)
					Cal BC 660 to 640 (Cal BP 2610 to 2590) ou	
					Cal BC 590 to 400 (Cal BP 2540 to 2340)	
33	117	Sedimento	-26.8 o/oo	1140±40 BP	Cal AD 780 a 990 (Cal BP 1170 to 960)	Cal AD 890 (Cal BP 1060)

O contacto entre a camada tsunamigénica e a Unidade 4 é erosivo, denotando-se um incremento na dimensão dos grãos (finos a médios), bem como a diminuição da variedade de estruturas sedimentares, contendo esta apenas conchas e fragmentos das mesmas. Datações Radiocarbono obtidas em ALC33 (Tabela 5, curva intercepção calibrada), permitem enquadrar esta unidade entre os 2360 e os 1060 anos AP (antes do presente).

Excepcionalmente, nalguns locais da planície aluvial, onde a amostragem atingiu maiores profundidades, foi possível detectar uma camada inferior, Unidade 5, constituída por lodos arenosos.

5.1.2 Perfil 1

O perfil 1 corresponde a um conjunto de trincheiras, orientadas (aproximadamente) NNE-SSW (Figura 15).

Na coluna litoestratigráfica da trincheira 6AT (Figura 16), a camada tsunamigénica (Unidade 3) situa-se entre os 0,17 e os 0,40 m de profundidade. Esta encontra-se envolvida por duas unidades lodosas (Unidades 2 e 4), constituídas por lodos de cor castanha e precipitações de carbonatos, apenas na unidade enquadrante subjacente. Nesta trincheira a Unidade 2 estende-se até à superfície.

A unidade tsunamigénica é composta por sedimentos mais grosseiros que as unidades enquadrantes, moderadamente bem calibrada e alaranjada, e uma presença considerável de minerais pesados. Os contactos limitantes desta camada são erosivos na base e abruptos a topo.

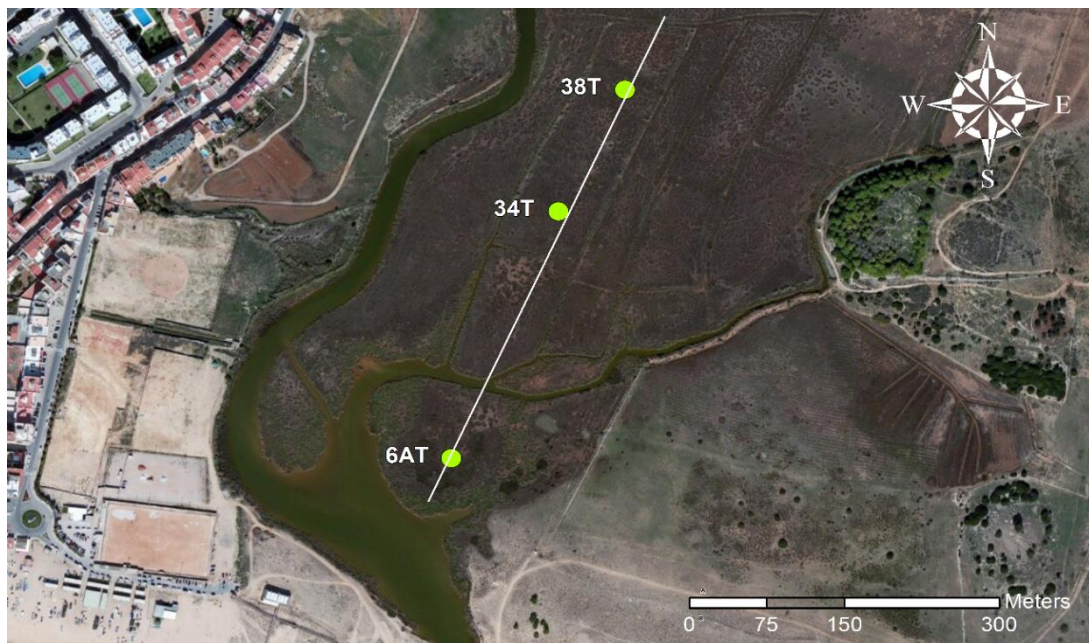
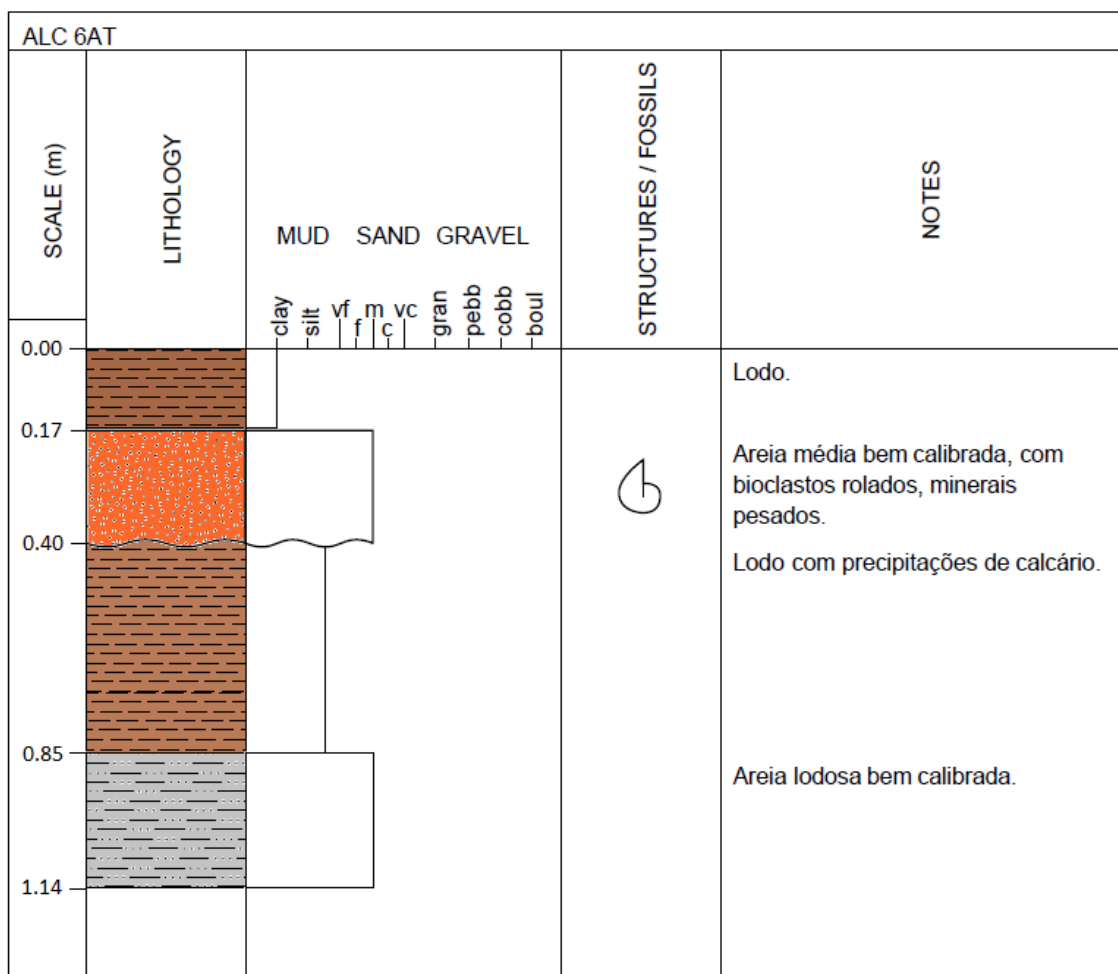


Figura 15 - Imagem ilustrativa da disposição espacial do perfil 1.



Legenda:

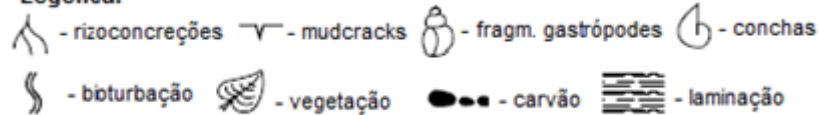


Figura 16 - Coluna litoestratigráfica da trincheira 6AT.

Na trincheira 34T (Figura 17), mais a Norte que a 6AT (Figura 11C), a Unidade 1, apresenta uma espessura reduzida (0 aos 0,04 m de profundidade) e é caracterizada como um solo negro com plantas e rizoconcreções.

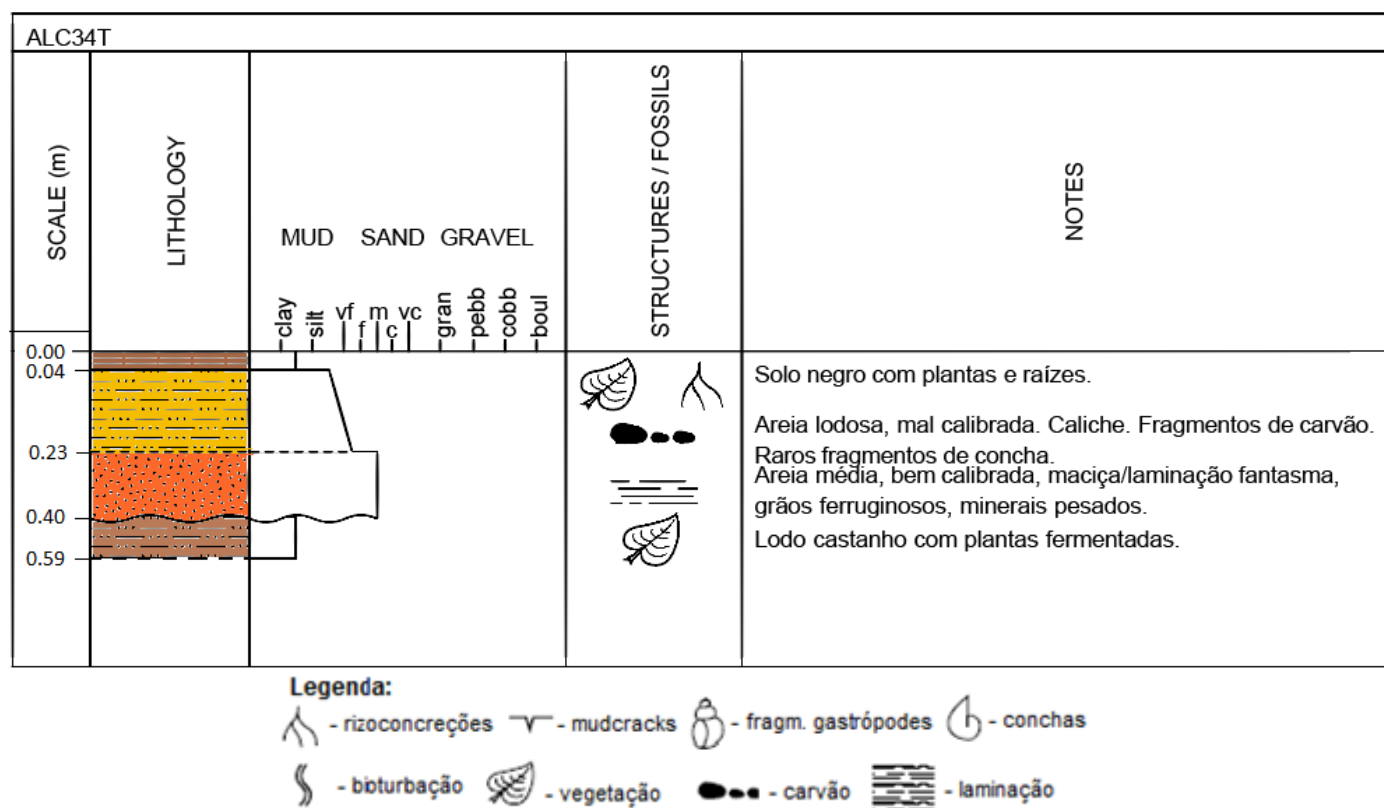


Figura 17 - Coluna litoestratigráfica da trincheira 34T.

A passagem da Unidade 1 para a Unidade 2, dá-se de forma abrupta. A Unidade 2 estende-se dos 0,04 aos 0,23 m de profundidade, constituída por areia castanha lodosa e mal calibrada, com *caliche*, vegetação, fragmentos de carvão e raros fragmentos de concha (Figura 17).

Comparando ALC6AT com esta trincheira, a principal diferença na Unidade 3 é a menor espessura do depósito, que se encontra entre os 0,23 e os 0,40 m de profundidade (Figura 17). A composição textural mantêm-se idêntica: areia média bem calibrada, de tonalidade laranja-avermelhada. É uma camada massiva com laminação “fantasma”, grãos ferruginosos, minerais pesados e carvão (amostra de carvão a 0.34 m) (Figura 18).



Figura 18 - Fotografia da litoestratigrafia da trincheira 34T. Salienta-se os contactos abrupto a topo e erosivo na base da Unidade 3.

A Unidade 4, dos 0,40 aos 0,59 m de profundidade, distingue-se fortemente da camada tsunamigénica, verificando-se entre estas um contacto erosivo e uma mudança brusca de litologia (a camada de base é composta por lodo castanho e plantas fermentadas) (Figuras 17 e 18).

O log da trincheira 38T (Figura 19) apresenta uma camada de topo (Unidade 1) idêntica à caracterizada na trincheira 34T: vasa castanha compacta, dos 0 aos 0,04 m de profundidade, com rizoconcreções abundantes e contacto inferior com elevada concentração de fragmentos de conchas.

A Unidade 2 estende-se dos 0,04 aos 0,25 m de profundidade e é constituída por areia vasosa (semelhante à vasa a olho nú) muito compacta, com mistura de grãos rolados com outros sub-angulosos, mal calibrada, com *caliche*, rizoconcreções, carvão e algumas conchas (Figura 19).

A trincheira 38T situa-se a Norte da 34T, e, como seria de esperar, o depósito de tsunami (Unidade 3) apresenta uma espessura mais reduzida que nas trincheiras mais próximas da linha de costa actual. Esta unidade situa-se entre os 0,25 e os 0,28 m de profundidade, composta por areia alaranjada de grão médio, semi-consolidada, mais

lodosa para a superfície, com grãos subangulosos a bem rolados, possuindo ainda “laminação fantasma” horizontal.

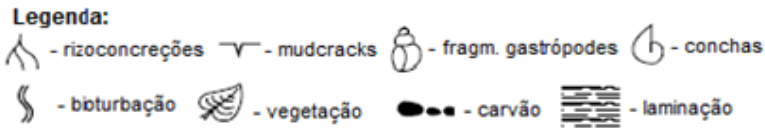
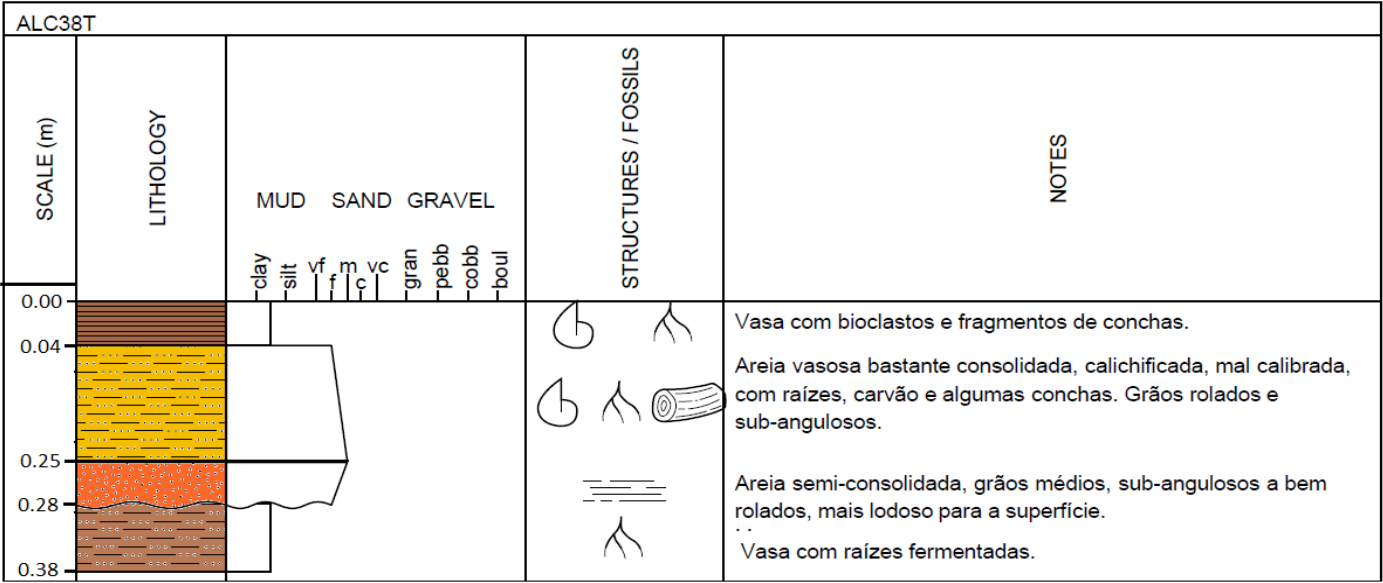


Figura 19 - Coluna litoestratigráfica da trincheira 38T.

Por último, a Unidade 4, dos 0,28 aos 0,38 m de profundidade, apresenta vasa castanha com raízes fermentadas.

5.1.3 Perfil 2

O perfil 2 corresponde a um par de trincheiras, orientadas (aproximadamente) SW-NE (Figura 20).

Na amostra 33, localizada a Leste de ALC6AT (Figura 11C), a Unidade 2 (dos 0 aos 0,30 m de profundidade) apresenta-se de tonalidade castanha amarelada composta por areia média, não consolidada, com fragmentos de conchas de gastrópodes (*e.g.* *Hélix* sp.).

A Unidade 3 encontra-se entre os 0,30 e os 0,56 m de profundidade (Figura 21), com composição semelhante às amostras descritas anteriormente: areia média avermelhada, com presença de bioclastos, embora menos consolidada.

A Unidade 4 também apresenta uma composição semelhante à das restantes amostras descritas previamente (lodos castanhos). A sua espessura compreende-se entre os 0,56 e os 1,95 m de profundidade (Figura 21).

Nesta trincheira foi ainda possível observar dos 1,95 aos 2,15 m de profundidade, a Unidade 5 composta por areia ligeiramente lodosa, com frequentes fragmentos de bioclastos (Figura 21).

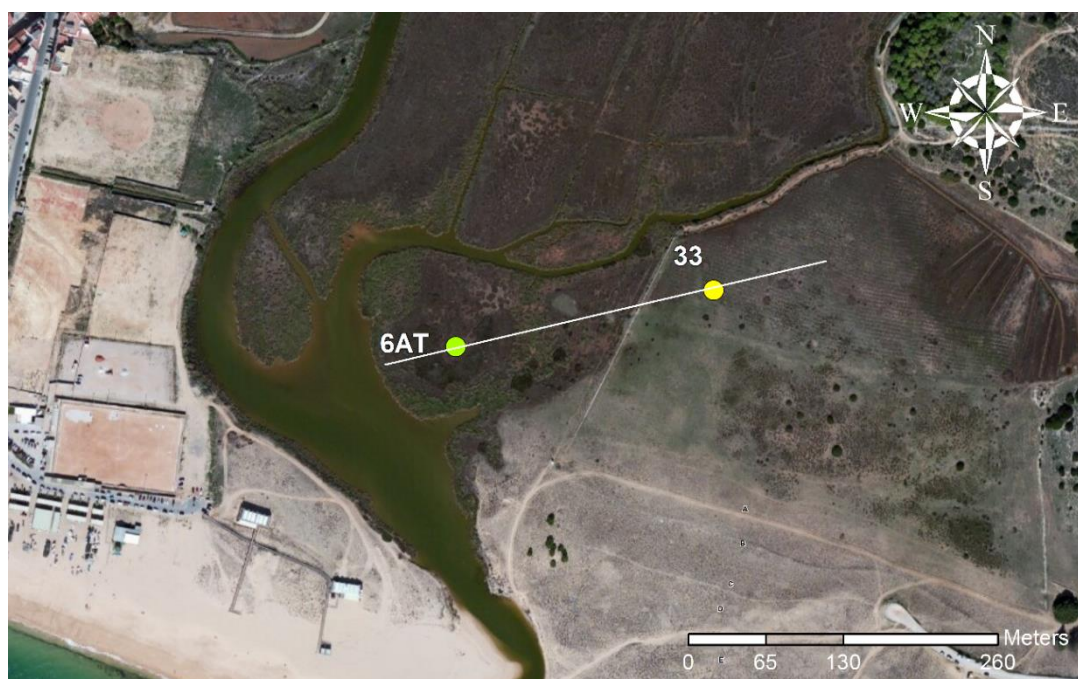
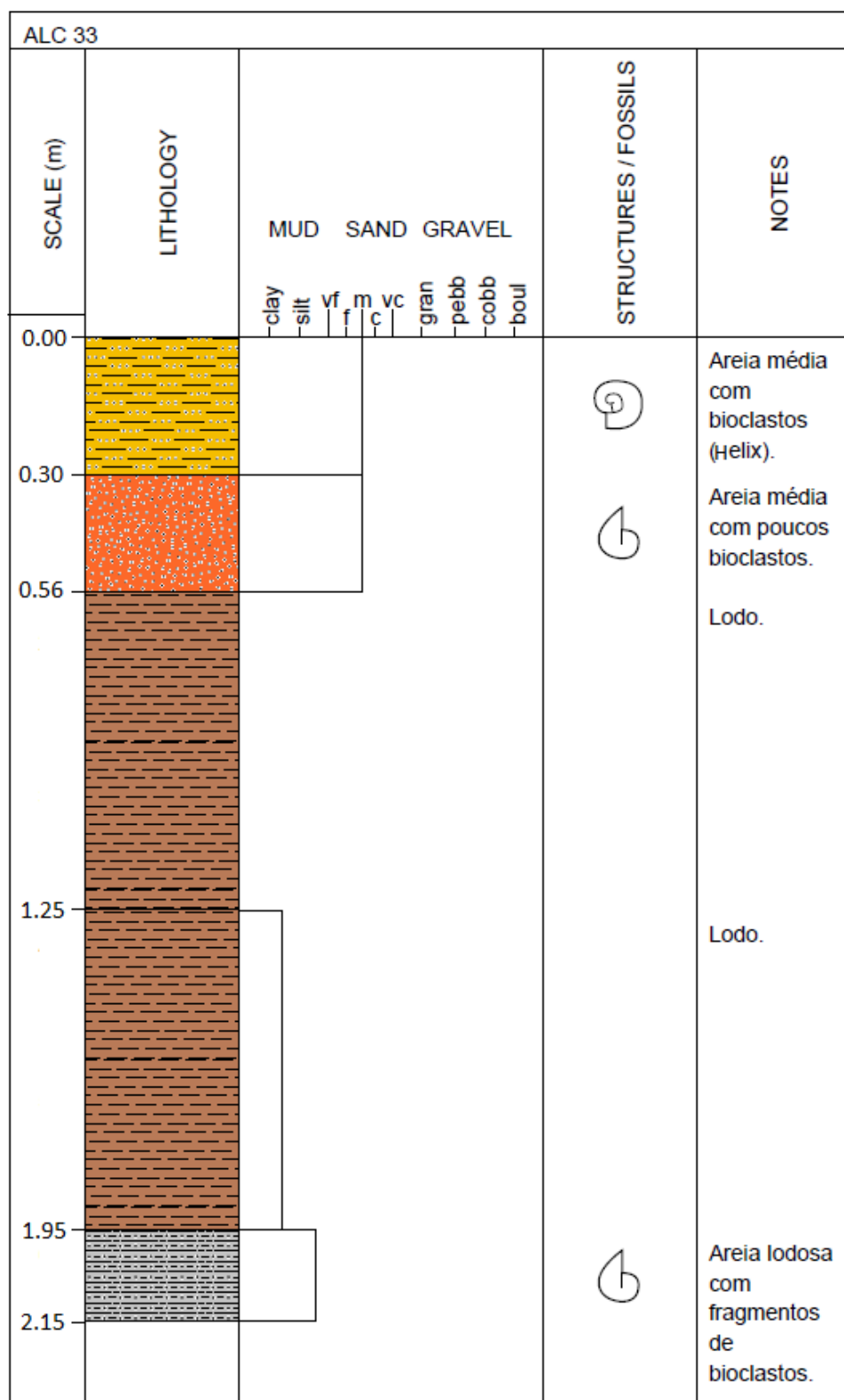


Figura 20 - Imagem ilustrativa da disposição espacial do perfil 2.



Legenda:

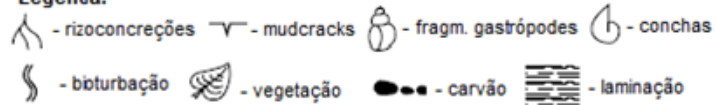
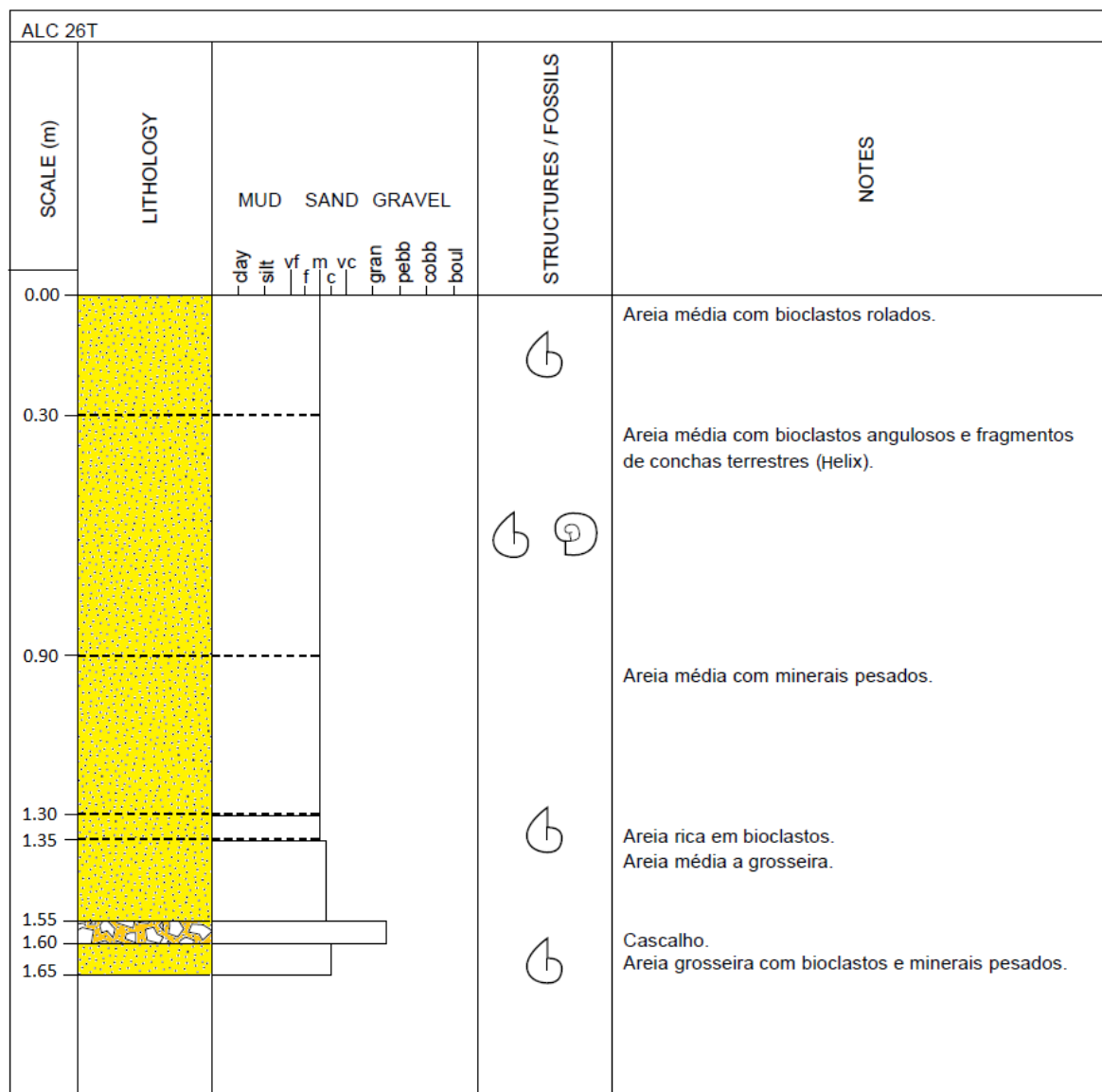


Figura 21 – Coluna litoestratigráfica da trincheira 33.

5.1.4 Delta de galgamento

A trincheira 26T, realizada no delta de galgamento, é a que apresenta maior homogeneidade na coluna litoestratigráfica, (comparativamente aos restantes *logs*) (Figura 22). Por esta razão a correspondência lateral com as unidades anteriormente apresentadas não é linear. Desta forma, definiram-se, do topo para a base, as unidades constituintes de 26T sustentadas na sua homogeneidade textural. Dos 0 aos 1,55 m de profundidade, a textura das camadas vai sofrendo (regra geral) ligeiras alterações, dominando a areia média ao longo da trincheira. A primeira unidade, dos 0 aos 0,30 m de profundidade, é composta por areia média com presença de bioclastos rolados. Em seguida, dos 0,30 aos 0,90 m de profundidade, a composição da segunda unidade mantém as características granulométricas da primeira (areia média), mas os bioclastos presentes já se apresentam angulosos, verificando-se também a presença de fragmentos de conchas terrestres (*Hélix* sp.). A unidade subjacente a esta, que se estende dos 0,90 aos 1,30 m de profundidade, também é composta por areia média com minerais pesados, não se verificando a presença de bioclastos. Na quarta unidade (1,30 aos 1,35 m de profundidade), a areia continua com a mesma dimensão, mas desta vez rica em bioclastos e sem minerais pesados. Na quinta unidade, de carácter massivo, a areia passa de média a grosseira (1,35 aos 1,55 m de profundidade). Na sexta unidade, dos 1,55 aos 1,60 m de profundidade, denota-se uma diferença considerável na dimensão granulométrica, passando esta a ser constituída por cascalho. Por último, na unidade de base (dos 1,60 aos 1,65 m de profundidade), a composição volta a areia grosseira, moderadamente bem calibrada, com grãos de quartzo hialino muito rolados, bioclastos e minerais pesados.



Legenda:

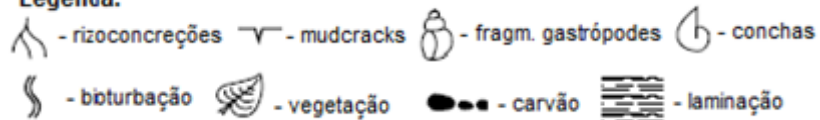


Figura 22 - Coluna litoestratigráfica da trincheira 26T.

5.2 Dados texturais

5.2.1 Perfil 1

Ao longo do perfil 1 (Figura 14), o depósito tsunamigénico apresenta, na sua generalidade, as mesmas características: areia média, moderadamente a moderadamente bem calibrado, distribuição simétrica a positiva, curtose mesocúrtica e uma mediana variável num intervalo de valores estreito ($<1 \phi$) (Tabela 6).

Na trincheira 6AT, mais próxima da linha de costa actual (Figura 11C), o depósito de tsunami estende-se dos 0,16 aos 0,385 m de profundidade (Tabela 6). A análise da fracção grosseira ao longo da trincheira, revelou que a média granulométrica oscila entre os 0,83 e os 1,53 ϕ , sendo a areia caracterizada como média (à excepção da base do depósito onde a areia é grosseira). Dentro do depósito tsunamigénico, denota-se uma oscilação intercalada ao longo da profundidade, com 3 valores mais elevados (1,35, 1,38, 1,37 ϕ) seguidos de valores significativamente mais baixos (1,16, 1,18, 1,10 ϕ , respectivamente) (Tabela 6). O desvio padrão também apresenta um comportamento oscilatório coerente com o comportamento da média. Este parâmetro varia entre moderadamente calibrado (correspondente aos valores mais altos da média) a moderadamente bem calibrado (nos valores mais baixos da média). A assimetria ao longo de toda a trincheira, varia entre os -0,36 e os 0,26. Dentro do depósito de tsunami, os valores estão compreendidos entre 0,14 e os 0,23, sendo a assimetria sempre positiva. Quanto à curtose ao longo do depósito tsunamigénico, os valores máximo e mínimo são 1,18 e 0,93 (respectivamente), sendo todo o depósito caracterizado como mesocúrtico, à excepção do valor mais elevado (1,18) presente na base do depósito – leptocúrtico (Tabela 6). Por último, a mediana apresenta o mesmo comportamento observado na média e no desvio padrão – valores máximos em profundidades equivalentes aos verificados na média e no desvio padrão. Os valores máximo e mínimo nas amostras correspondentes ao depósito tsunamigénico são 1,32 e 0,79 ϕ , respectivamente.

Na trincheira 34T, todas as amostras do depósito tsunamigénico são constituídas por areia média. Os valores médios granulométricos apresentam o seu máximo no topo

(1,35 ϕ , mais finos), descendo gradualmente até meio do depósito de tsunami (cerca de 0,32 m de profundidade) atingindo os 0,18 ϕ , sofrendo um ligeiro aumento nas restantes amostras até à base do depósito (Tabela 6). O desvio padrão decresce ligeiramente com o aumento da profundidade, sendo as amostras moderadamente bem calibradas ao longo de todo o depósito tsunamigénico. A assimetria nesta trincheira mantêm-se simétrica ao longo do depósito, oscilando os valores entre 0,02 e 0,07, sendo a profundidade do valor máximo coincidente com a da média. A curtose é mesocúrtica em todo o depósito, variando os valores entre os 0,96 e os 1,03. A mediana (D50) em 34T tem um comportamento decrescente com o aumento da profundidade até aos 0,32 m (de 1,35 a 1,15 ϕ). A partir desta profundidade dá-se um ligeiro aumento deste parâmetro que se mantêm praticamente constante até à base do depósito (1,18) (Tabela 6).

Na trincheira 38T, a amostra do depósito tsunamigénico é constituída por areia média. Os valores médios dimensionais dos grãos apresentam um valor de 1,53 ϕ (Tabela 6). O desvio padrão é de 0.67 (moderadamente bem calibrada) enquanto que a assimetria é de 0.02 (simétrica). A amostra é mesocúrtica e a mediana (D50) é 1,54 ϕ .

Tabela 6 - Dados texturais do perfil 1.

Perfil 1	Unidade	Média	Desvio Padrão	Assimetria	Curtose	Média:	Desvio Padrão:	Assimetria:	Curtose:	D10 (f):	D50 (f):	D90 (f):
38T 0,05-0,06	U2	1.83	1.03	0.26	1.14	Areia média	Mal calibrado	Positiva	Leptocúrtica	0.66	1.67	3.62
38T 0,14-0,15	U2	1.50	0.75	0.01	1.05	Areia média	Moderadamente calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	0.58	1.51	2.43
38T 0,20-0,21	U2	1.51	0.70	0.03	1.02	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	0.62	1.50	2.39
38T 0,25-0,26	U3	1.53	0.67	0.02	1.01	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	0.66	1.54	2.39
34T 0,11-0,12	U2	1.35	0.65	0.02	0.99	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	0.56	1.35	2.25
34T 0,23-0,24	U3	1.29	0.62	0.02	0.96	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	0.55	1.29	2.09
34T 0,27-0,28	U3	1.27	0.62	0.04	0.99	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	0.53	1.26	2.08
34T 0,32-0,33	U3	1.18	0.57	0.07	0.97	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	0.52	1.15	1.92
34T 0,37-0,38	U3	1.20	0.57	0.05	1.03	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	0.53	1.18	1.93
34T 0,39-0,40	U3	1.21	0.57	0.07	0.96	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	0.54	1.18	1.94
6AT 0,09 m	U2	1.11	0.33	-0.36	1.30	Areia média	Muito bem calibrado	Muito negativa	Leptocúrtica	0.60	1.17	1.44
6AT 0,16 m	U2	1.35	0.79	0.15	0.97	Areia média	Moderadamente calibrado	Positiva	Mesocúrtica	0.50	1.28	2.40
6AT 0,20 m	U3	1.16	0.65	0.18	1.05	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Positiva	Mesocúrtica	0.44	1.07	2.04
6AT 0,24 m	U3	1.38	0.74	0.15	0.93	Areia média	Moderadamente calibrado	Positiva	Mesocúrtica	0.55	1.32	2.38
6AT 0,28 m	U3	1.18	0.62	0.16	1.00	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Positiva	Mesocúrtica	0.51	1.11	1.98
6AT 0,32 m	U3	1.37	0.75	0.15	0.91	Areia média	Moderadamente calibrado	Positiva	Mesocúrtica	0.53	1.30	2.39
6AT 0,36 m	U3	1.10	0.63	0.23	1.06	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Positiva	Mesocúrtica	0.38	0.99	1.95
6AT 0,385 m	U3	0.83	0.57	0.14	1.18	Areia grosseira	Moderadamente bem calibrado	Positiva	Leptocúrtica	0.14	0.79	1.65
6AT 0,7 m	U4	1.53	0.95	0.15	1.11	Areia média	Moderadamente calibrado	Positiva	Mesocúrtica	0.46	1.47	2.93
6AT 1 m	U5	1.01	0.95	0.26	1.16	Areia média	Moderadamente calibrado	Positiva	Leptocúrtica	0.02	0.90	2.33

5.2.2 Perfil 2

Na trincheira Alc33, constituinte do perfil 2 (Figura 20), todas as amostras do depósito tsunamigénico são constituídas por areia média (Tabela 7). Os valores médios dos grãos apresentam o seu máximo na amostra dos 0,20 aos 0,30 m de profundidade (1,34 ϕ), descendo a partir desta até à base do depósito onde atinge o seu valor mínimo, 1,00 ϕ (mais grosseiro). O desvio padrão apresenta valores compreendidos entre os 0,62 e os 0,68, sendo a variância pouco significativa, atribuindo a mesma classificação para todas as amostras do depósito – moderadamente bem calibradas. A assimetria nesta trincheira mantém-se constante ao longo do depósito – simétrica - variando os valores entre os 0,00 e os 0,03, ordenados de forma decrescente, do topo para a base do depósito de tsunami.

O mesmo se verifica no parâmetro da curtose, mesocúrtica em todo o depósito, situados os valores mais elevados na base e no topo do depósito – 1,07 e 1,03, respectivamente – sendo a curtose das restantes amostras constante, 1,01. A mediana (D50) em Alc33 sofre um aumento até ao seu máximo (1,34 ϕ), do topo do depósito para a unidade imediatamente abaixo, apresentando posteriormente um comportamento decrescente até à base do depósito, onde atinge o valor mínimo de 1,00 ϕ .

Tabela 8 - Dados texturais do perfil 2.

Perfil 2	Unidade	Média	Desvio Padrão	Assimetria	Curtose	Média:	Desvio Padrão:	Assimetria:	Curtose:	D10 (f):	D50 (f):	D90 (f):
Alc33 0,00-0,10	U2	1.27	0.65	0.03	1.03	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	0.50	1.26	2.13
Alc33 0,20-0,30	U2	1.34	0.62	0.02	1.01	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	0.58	1.34	2.18
Alc33 0,30-0,40	U3	1.31	0.62	0.01	1.01	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	0.55	1.31	2.13
Alc33 0,40-0,50	U3	1.29	0.63	0.01	1.01	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	0.54	1.29	2.10
Alc33 0,50-0,60	U3	1.00	0.68	0.00	1.07	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	0.13	1.00	1.89
6AT 0,09 m	U2	1.11	0.33	-0.36	1.30	Areia média	Muito bem calibrado	Muito negativa	Leptocúrtica	0.60	1.17	1.44
6AT 0,16 m	U2	1.35	0.79	0.15	0.97	Areia média	Moderadamente calibrado	Positiva	Mesocúrtica	0.50	1.28	2.40
6AT 0,20 m	U3	1.16	0.65	0.18	1.05	Areia média	Moderadamente calibrado	Positiva	Mesocúrtica	0.44	1.07	2.04
6AT 0,24 m	U3	1.38	0.74	0.15	0.93	Areia média	Moderadamente calibrado	Positiva	Mesocúrtica	0.55	1.32	2.38
6AT 0,28 m	U3	1.18	0.62	0.16	1.00	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Positiva	Mesocúrtica	0.51	1.11	1.98
6AT 0,32 m	U3	1.37	0.75	0.15	0.91	Areia média	Moderadamente calibrado	Positiva	Mesocúrtica	0.53	1.30	2.39
6AT 0,36 m	U3	1.10	0.63	0.23	1.06	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Positiva	Mesocúrtica	0.38	0.99	1.95
6AT 0,385 m	U3	0.83	0.57	0.14	1.18	Areia grosseira	Moderadamente bem calibrado	Positiva	Leptocúrtica	0.14	0.79	1.65
6AT 0,7 m	U4	1.53	0.95	0.15	1.11	Areia média	Moderadamente calibrado	Positiva	Mesocúrtica	0.46	1.47	2.93
6AT 1 m	U5	1.01	0.95	0.26	1.16	Areia média	Moderadamente calibrado	Positiva	Leptocúrtica	0.02	0.90	2.33

Tabela 7 - Dados texturais do delta de galgamento.

Delta de galgamento	Média (φ)	Desvio Padrão	Assimetria	Curtose	Média:	Desvio Padrão:	Assimetria:	Curtose:	D10 (φ):	D50 (φ):	D90 (φ):
26T 0.00-0.10	1,49	0,65	0,04	0,96	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	0,65	1,47	2,35
26T 0.20-0.30	1,47	0,61	0,03	0,95	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	0,66	1,46	2,29
26T 0.40-0.50	1,55	0,61	-0,01	0,93	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	0,71	1,54	2,33
26T 0.60-0.70	1,51	0,67	0,00	0,93	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	0,62	1,50	2,36
26T 0.80-0.90	1,55	0,65	0,00	0,91	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	0,67	1,54	2,37
26T 1.00-1.10	1,43	0,68	0,04	0,98	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	0,58	1,40	2,33
26T 1.20-1.30	1,28	0,67	0,02	1,03	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	0,50	1,26	2,17
26T 1.50-1.60	1,69	0,62	-0,13	0,96	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Negativa	Mesocúrtica	0,79	1,71	2,40

5.2.3 Delta de galgamento

Na trincheira 26T, realizada no delta de galgamento (Figura 11C), a média dimensional dos grãos oscila entre os 1,28 e os 1,69 ϕ , sendo a areia caracterizada como média (Tabela 8). Nesta trincheira, as variações não excedem 0,5 ϕ , sendo a litoestratigrafia bastante homogênea. O desvio padrão apresenta um comportamento oscilatório entre valores compreendidos entre os 0,61 e os 0,68, sendo o valor mais elevado correspondente à amostra 1,00-1,10 e o mais baixo correspondente à amostra 0,40-0,50. Devido à pequena variação dos valores do desvio padrão, a classificação é a mesma para todas as unidades desta trincheira – moderadamente bem calibradas. A assimetria ao longo de toda a trincheira, varia entre os -0,13 e os 0,04. O valor mais baixo encontra-se aos 1,50-1,60 m de profundidade, correspondendo a uma assimetria negativa. Quanto à curtose ao longo da trincheira, os valores máximo e mínimo são 1,03 na amostra 1,20-1,30 e 0,91 na amostra 0,80-0,90 (respectivamente), sendo todas as amostras caracterizadas como mesocúrticas (Tabela 8). Finalmente, a mediana apresenta valores compreendidos entre 1,26 e 1,71 ϕ . Ao longo das unidades o comportamento da mediana apresenta uma variação intercalada, encontrando-se os valores mínimo e máximo nas duas últimas unidades – 1,26 na amostra 1,20-1,30 e 1,71 ϕ na amostra 1,50-1,60.

5.2.4 Fontes sedimentares

Nas amostras de praia, a média granulométrica varia de areia grossa a média, com valores compreendidos entre os 0,21 e os 1,63 ϕ (Tabela 9). Relativamente ao desvio padrão, este parâmetro varia de moderadamente calibrado a moderadamente bem calibrado, com valores de 0,55, 0,70 e 0,77. A assimetria nestas amostras apresenta valores entre -0,03 e -0,26, com duas amostras simétricas e uma negativa (-0,26). Quanto à curtose, esta é mesocúrtica para as 3 amostras, com valores entre os 0,95 e os 1,10. A mediana nas amostras de praia tem uma variação superior a 1 ϕ . A amostra de face de praia é a que possui o valor mais baixo – 0,31 ϕ – e a da berma a de maior mediana – 1,63 ϕ .

Nas amostras de duna (Figura 11B), a variação da média dimensional dos grãos dá-se entre um mínimo de 0,99 ϕ (ALC H) e um máximo de 1,37 ϕ (ALC J). Apesar das oscilações, a areia da quase totalidade das amostras é classificada como média, à excepção da ALC H com areia grosseira (Tabela 9). No desvio padrão das amostras de duna, verifica-se que todas se classificam como moderadamente bem calibradas, com valores compreendidos entre os 0,51 e os 0,68. A mesma coerência revela-se no parâmetro da assimetria, sendo todas as amostras simétricas, oscilando os valores entre o mínimo de -0,01 (ALC B) e o máximo de 0,06 (ALC H). No parâmetro da curtose, todas as amostras apresentam-se mesocúrticas, com valores entre os 0,99 em ALC J e os 1,08 em ALC B. Quanto à mediana das amostras de duna, verifica-se que esta varia entre os 0,97 ϕ (ALC H) e os 1,36 ϕ (ALC J).

Nas amostras de aluvião, a média granulométrica revela areia média em 3 amostras e areia fina numa, Rib.³ALC 2 (Figura 11A e Tabela 9) com o valor de média mais elevado das quatro (2,49 ϕ). Quanto ao desvio padrão destas amostras, os seus valores variam entre os 2,84 em ALC TALUDE (Figura 11A e Tabela 9) e os 0,95 em ALC FUNDO CANAL S (Figura 11C e Tabela 9), sendo a primeira classificada como muito mal calibrada e a segunda como moderadamente calibrada. As outras duas amostras apresentam valores que se inserem no intervalo anteriormente mencionado, sendo classificadas como mal calibradas. Quanto à assimetria das amostras de aluvião, ALC TALUDE e Rib.³ALC 2 apresentam valores negativos altos (-0,63 e -0,88) sendo as respectivas assimetrias muito negativas. Em ALC FUNDO CANAL S, a assimetria apresenta um valor de 0,01, classificada como simétrica e, em ALC CANAL BORDO SAPAL (Figura 11A e Tabela 9) a assimetria é positiva com um valor de 0,14. Relativamente à curtose, verifica-se a existência de duas amostras leptocúrticas (ALC FUNDO CANAL S e ALC CANAL BORDO SAPAL), uma amostra muito leptocúrtica (Rib.³ALC 2) e uma platicúrtica (ALC TALUDE) (Tabela 9). Os valores da mediana para estas amostras estão compreendidos entre 1,07 ϕ em ALC FUNDO CANAL S e 3,15 ϕ em ALC TALUDE.

Os valores médios granulométricos das amostras de fundos submarinos (FS) foram gentilmente cedidos pelo Doutor Sebastião Braz Teixeira (Agência Portuguesa do Ambiente). Estas amostras apresentam valores médios granulométricos elevados,

superiores a 2,26 ϕ , com exceção da amostra 20SRC -16m, com valor -0,79 ϕ (rica em bioclastos).

Tabela 9 - Dados texturais das amostras superficiais (fontes sedimentares). A profundidade das amostras de fundos submarinos encontra-se na referência das amostras (à direita).

Fontes sedimentares		Média	Desvio Padrão	Assimetria	Curtose	Média:	Desvio Padrão:	Assimetria:	Curtose:	D10 (f):	D50 (f):	D90 (f):
Praia	ALC M	0,82	0,70	-0,03	1,03	Areia grosseira	Moderadamente bem calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	-0,06	0,84	1,77
	ALC N Berma	1,63	0,55	-0,06	0,95	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	0,89	1,63	2,32
	ALC O Face praia	0,21	0,77	-0,26	1,10	Areia grosseira	Moderadamente calibrado	Negativa	Mesocúrtica	-0,91	0,31	0,98
Duna	ALC A	1,26	0,59	0,03	1,03	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	0,56	1,26	1,98
	ALC B	1,21	0,63	-0,01	1,01	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	0,41	1,21	1,98
	ALC C Meio Duna Interna	1,22	0,56	0,02	1,06	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	0,55	1,22	1,93
	ALC D Topo Duna Interna	1,18	0,57	0,02	1,08	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	0,51	1,17	1,91
	ALC E	1,12	0,63	0,04	1,06	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	0,27	1,10	1,93
	ALC F	1,00	0,59	0,02	1,02	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	0,21	1,00	1,81
	ALC G	1,03	0,51	0,00	1,03	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	0,39	1,04	1,74
	ALC H	0,99	0,51	0,06	1,04	Areia grosseira	Moderadamente bem calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	0,33	0,97	1,70
	ALC I	1,00	0,68	0,00	1,06	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	0,13	1,01	1,88
	ALC J	1,37	0,57	0,05	0,99	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	0,63	1,36	2,15
	ALC K	1,13	0,54	0,00	1,06	Areia média	Moderadamente bem calibrado	Simétrica	Mesocúrtica	0,50	1,13	1,85
Aluvião	ALC TALUDE	1,17	2,84	-0,88	0,69	Areia média	Muito mal calibrado	Muito negativa	Platicúrtica	-4,01	3,15	3,53
	ALC FUNDO CANAL S	1,07	0,95	0,01	1,16	Areia média	Moderadamente calibrado	Simétrica	Leptocúrtica	-0,10	1,07	2,30
	Rib ^a ALC 2	2,49	1,79	-0,63	1,62	Areia fina	Mal calibrado	Muito negativa	Muito leptocúrtica	-0,81	3,01	3,82
	ALC Canal Bordo Sapal	1,78	1,06	0,14	1,23	Areia média	Mal calibrado	Positiva	Leptocúrtica	0,54	1,67	3,35
Nearshore	1 SRC -13 m	2,70										
	29 SRC -18 m	2,41										
	23 SRC -17 m	2,26										
	4 SRC -19 m	2,91										
	6 SRC -11 m	2,37										
	20 SRC -16 m	-0,79										
	21 SRC -17 m	2,84										

5.3 Minerais pesados

5.3.1 Dados composicionais

Nas amostras recolhidas em Alcantarilha, foi feita a caracterização da população de minerais pesados, na fracção 1 a 3 ϕ , nas amostras tsunamigénicas (T) e nas amostras de análogos actuais – Unidades Subjacentes (USU), Unidades Sobrejacentes (USO) Duna (D), Praia (P), Aluvião (A), Fundos Submarinos (FS) e Delta de Galgamento (DG).

Na fracção de sedimento total, a percentagem média de minerais pesados para cada uma das amostras anteriormente mencionadas é de: 4.43% para T, 2,44% para USU, 1,59% para USO, 3,44% para D, 3,34% para P, 1,92% para A, 0,36% para FS e 6,61% para DG (Tabela 10).

Dentro da classe dos minerais pesados, através da análise microscópica, foi possível detectar uma forte presença de minerais opacos nos diferentes grupos de ambientes sedimentares, sendo as suas percentagens médias 66,46%, 64,97%, 56,96%, 58,46%, 48,74%, 48,81%, 58,2% e 69,39%, respectivamente em T, USU, USO, D, P, A, FS e DG (Tabela 10). Esta análise permitiu ainda calcular as percentagens médias de minerais magnéticos para estes mesmos grupos: 0,79%, 0,48%, 0,26%, 0,63%, 0,7%, 0,33%, 0,01% e 1,26% (Tabela 10).

Tabela 10 - Correlação composicional entre as amostras tsunamigénicas e as possíveis fontes sedimentares (na fracção grosseira 1-3 ϕ).

Fonte		Aluvião (n=4)	Duna (n=11)	Praia (n=3)	Tsunami (n=15)	Uni. Sub. (n=2)	Uni. Sob. (n=5)	Fundos sub. (n=7)	Delta de galgamento (n=4)
% Min. Pesados		1.92	3.44	3.34	4.43	2.44	1.59	0.36	6.61
% Min. Mag.		0.33	0.63	0.7	0.79	0.48	0.26	0.01	1.26
% Min. Opacos		48.81	58.46	48.74	66.46	64.97	56.96	58.2	69.39
% Minerais pesados	Turmalina	7.61	13.97	10.19	11.57	13.82	17.84	8.52	11.49
	Andalusite	24.83	13.03	24.52	9.44	8.88	10.02	22.79	6.28
	Estaurolite	4.67	5.39	3.88	4.93	3.45	5.12	4.47	6.97
	Zircão	2.91	3.63	3.41	3.34	2.96	2.22	3.47	2.93
	Granada	1.1	0.23	0.65	0.17	0.16	0.38	0.84	0
	Outros minerais	10.08	5.12	8.61	4.1	5.76	7.45	9.72	2.93

Nos minerais pesados, podem ainda destacar-se os minerais opacos dos minerais transparentes. Nesta subclasse de minerais identificados, a Turmalina, a Andalusite e a Estaurolite são os mais abundantes. As percentagens médias quantitativas destes minerais para cada um dos grupos de ambientes sedimentares são (Tabela 11): Turmalina – 34,38% (T), 38,99% (USU), 41,56% (USO), 34,08% (D), 21,48% (P), 15,97% (A), 16,89% (FS) e 38% (DG); Andalusite – 27,67% (T), 25,28% (USU), 23,15% (USO), 30,89% (D), 44,48% (P), 46,25% (A), 46,39% (FS) e 20,45% (DG); Estaurolite – 14,75% (T), 9,6% (USU), 11,84% (USO), 13,19% (D), 8,89% (P), 10,23% (A), 8,82% (FS) e 22,97% (DG).

Tabela 11 -Correlação composicional dos minerais transparentes entre as amostras tsunamigénicas e as possíveis fontes sedimentares (excluindo as percentagens de opacos, alterites e não identificados).

Fonte		Aluvião (n=4)	Duna (n=11)	Praia (n=3)	Tsunami (n=15)	Uni. Sub. (n=2)	Uni. Sob. (n=5)	Fundos sub. (n=7)	Delta de galgamento (n=4)
% Minerais pesados	Turmalina	15.97	34.08	21.48	34.38	38.99	41.56	16.89	38
	Andalusite	46.25	30.89	44.48	27.67	25.28	23.15	46.39	20.45
	Estaurolite	10.23	13.19	8.89	14.75	9.6	11.84	8.82	22.97
	Zircão	6.27	8.88	7.73	10.18	9.31	5.17	6.91	9.26
	Granada	2.11	0.52	1.25	0.5	0.42	0.89	1.78	0
	Outros minerais	9.98	5.8	6.69	4.95	6.44	9.89	5.8	3.63

Associando estes três minerais para cada amostra individual, verifica-se que esta associação representa cerca de 75% da população de minerais pesados transparentes (Tabela 12). O valor máximo é de 89,32% na amostra ALC 26T 0,40-0,50 (T), e o valor mínimo é de 62,09% na amostra 6SRC -11m (FS). Para além destes, o Zircão tem uma representação expressiva que varia entre os seguintes valores: 1,97% na amostra ALC N Berma (P) e 16,13% na amostra ALC 6AT 0,7 (USU). Os restantes minerais identificados foram agremiados no grupo “Outros Minerais”, composto por Esfena, Granada, Piroxena, Anfíbola, Epídoto, Rútilo, Monazite, Distena, Serpentina, Apatite e Alterites. A presença dos “Outros Minerais” variou entre 0% e 18,27%, nas amostras ALC 26T 0,40-0,50 (T) e Rib.^a ALC 2 (A) (Tabela 12). A densidade de cada espécie de mineral pesado encontra-se sumariada na Tabela (13).

Tabela 12 - Dados percentuais dos minerais pesados transparentes para cada amostra.

Nome	Turmalina %	Andalusite %	Estaurolite %	Zircão %	Outros Minerais %
ALC Canal Bordo Sapal	16,79	35,04	17,52	13,87	7,30
ALC Talude	11,69	61,69	6,05	3,63	5,65
ALC Fundo Canal S	28,19	34,90	15,44	4,70	8,72
Rib. ^a ALC Sup. 1	10,61	24,24	5,05	0,00	44,44
Rib. ^a ALC 2	7,21	53,37	1,92	2,88	18,27
ALC A	37,30	22,22	19,05	8,73	5,56
ALC B	45,97	15,32	12,10	11,29	7,26
ALC C Meio Duna Interna	27,54	25,36	17,39	13,77	7,25
ALC D Topo Duna Interna	39,47	33,55	12,50	6,58	5,26
ALC E	35,83	38,33	12,50	5,83	2,50
ALC F	17,91	55,72	8,46	6,97	3,98
ALC G	28,15	29,63	14,81	11,11	5,19
ALC H	38,46	23,08	11,19	10,49	9,79
ALC I	30,30	37,88	9,85	6,82	6,06
ALC J	44,52	21,92	13,70	6,85	5,48
ALC K	29,45	36,81	13,50	9,20	5,52
ALC M	30,53	27,37	15,79	12,63	6,32
ALC N Berma	29,06	45,32	10,34	1,97	8,37
ALC O"	4,84	60,75	0,54	8,60	5,38
ALC 33 0,00_0,10	40,17	23,08	10,26	8,55	7,69
ALC 33 0,20_0,30	28,95	30,26	13,16	11,18	6,58
ALC 33 0,30_0,40	39,16	17,48	22,38	9,09	0,70
ALC 33 0,40_0,50	43,24	16,22	19,82	10,81	2,70
ALC 33 0,50_0,56	30,12	20,48	18,07	13,25	8,43
ALC 26T 0,00_0,03	33,33	19,82	18,92	12,61	9,01
ALC 26T 0,40_0,50	33,01	31,07	25,24	6,80	0,00
ALC 26T 0,80_0,90	39,39	15,91	22,73	11,36	3,03
ALC 26T 1,20_1,30	46,25	15,00	25,00	6,25	2,50
1 SRC -13 m	23,84	40,70	8,72	9,30	5,23
29 SRC -18 m	15,22	62,50	5,43	5,43	2,72
23 SRC -17 m	8,24	47,65	6,47	7,65	8,24
4 SRC -19 m	23,08	29,12	12,09	7,69	6,59
6 SRC -11 m	10,11	41,16	10,83	7,94	5,42
20 SRC -16 m	16,37	52,05	8,77	4,09	10,53
21 SRC -17 m	21,38	51,57	9,43	6,29	1,89
ALC 6 AT -0,16 m	31,09	26,89	15,97	10,08	6,72
ALC 6 AT -0,20 m	25,96	39,42	7,69	6,73	7,69
ALC 6 AT -0,24 m	34,38	31,25	12,50	9,38	3,13
ALC 6 AT -0,28 m	38,10	25,71	12,38	10,48	3,81
ALC 6 AT -0,32 m	36,45	26,17	14,02	8,41	5,61
ALC 6 AT -0,36 m	26,05	52,10	8,40	10,08	1,68
ALC 6 AT -0,385 m	18,37	45,92	9,18	9,18	5,10
ALC 6 AT -0,7 m	35,48	24,73	7,53	16,13	5,38
ALC 6 AT -1 m	42,50	25,83	11,67	2,50	7,50
ALC 34T 0,11-0,12	33,81	28,06	14,39	3,60	10,79
ALC 34T 0,27-0,28	25,19	36,30	12,59	11,11	7,41
ALC 34T 0,32-0,33	39,33	21,35	15,73	15,73	2,25
ALC 34T 0,37-0,38	38,37	16,28	22,09	9,30	8,14
ALC 34T 0,39-0,40	44,44	10,10	17,17	14,14	8,08
ALC 38T 0,05-0,06	42,65	15,44	8,82	6,62	16,18
ALC 38T 0,14-0,15	43,31	21,66	11,46	7,64	7,64
ALC 38T 0,20-0,21	46,48	27,46	12,68	2,82	4,93
ALC 38T 0,25-0,26	45,45	29,37	13,29	4,90	2,80

Tabela 13 – Densidade de cada espécie de mineral pesado relevante para este trabalho.

Minerais pesados	Densidade (g/cm³)
Zircão	4.6 - 4.7
Esfena	3.45 - 3.55
Granada	3.4 - 4.3
Andalusite	3.13 - 3.16
Distena	3.74 - 3.83
Estaurolite	3.74 - 3.83
Epídoto	3.38 - 3.49
Turmalina	3.03 - 3.25
Anfíbola	2.85 - 3.57
Piroxena	3.21 - 3.96
Rútilo	4.23 - 5.5
Monazite	5 - 5.3
Apatite	3.1 - 3.35
Serpentina	2.5 - 2.6

5.3.2 Perfil 1

Ao observar a variação horizontal da composição mineralógica no depósito de tsunami no perfil 1 (Figura 15) - ALC 6AT, 34T e 38T (Figura 23) - é possível verificar que, genericamente, as percentagens de pesados e de opacos diminuem para Terra, indicando uma menor presença de sedimentos mais densos no interior da planície aluvial, reflectindo a perda de energia do mecanismo de transporte. Em termos médios não se verificam variações composicionais significativas, no perfil 1, com excepção do claro aumento de Turmalina para terra e da diminuição da presença de Andalusite (Figura 23).

A análise da variação vertical da composição mineralógica realizada nas amostras do perfil 1 (Figura 23) possibilitou identificar uma tendência para que o valor máximo da percentagem de minerais pesados seja na base do depósito.

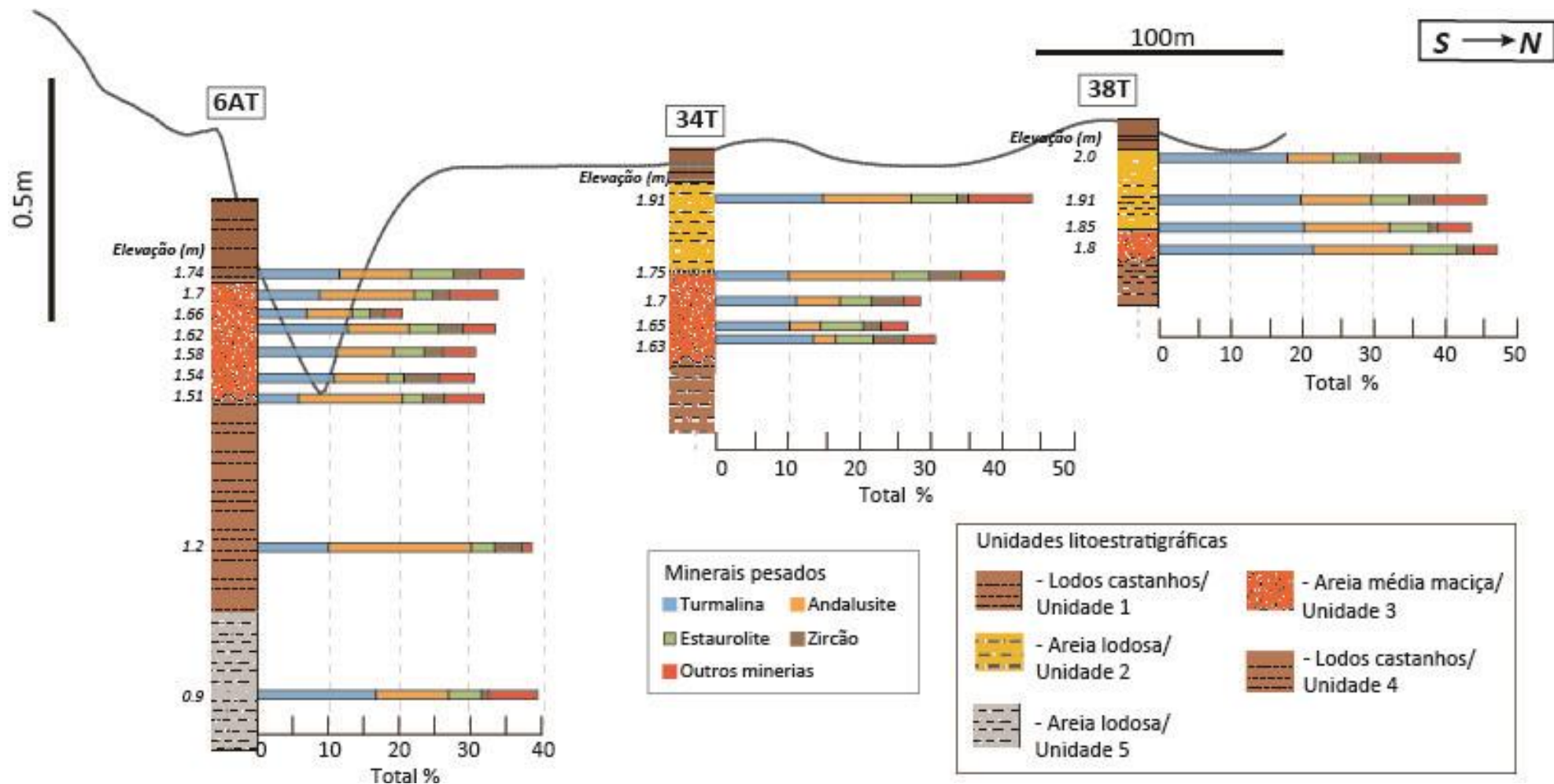


Figura 23 - Gráfico representativo da variação percentual de minerais pesados, vertical e horizontal, ao longo do perfil 1, composto pelas trincheiras 6AT, 34T e 38T. O perfil topográfico foi realizado através de uma média móvel de 20 pontos, obtidos por junção de dados LIDAR e topografia INAG.

Também se verifica que a Turmalina e a Andalusite apresentam comportamentos simétricos na amostra 34T, a Turmalina diminuindo para o topo enquanto a Andalusite aumenta no mesmo sentido. Ainda nesta trincheira, é de salientar a oscilação da concentração de Zircão, que diminui significativamente (cerca de 5% para 2%) dos 1,70 para os 1,65 m (Figura 23), aumentando em seguida aos 1,60 m, para cerca de 5% novamente.

É possível observar que, em ALC6AT, a percentagem de outros minerais aumenta junto ao contacto superior das amostras do perfil 1. Este dado também é reflectido nos dados texturais (mais finos) que apresentam (Tabela 10). São observadas discrepâncias no comportamento da Estaurolite (mineral pesado comum mais denso) que, na amostra 34T apresenta uma diminuição genérica para o topo, enquanto nas amostras de ALC 6AT é possível identificar três zonas com concentrações diversas (Figura 23) – 1,5 a 1,55 m é menor, 1,55 a 1,67 m é maior, 1,7 a 1,75 m é menor.

5.3.3 Perfil 2

Ao observar a variação horizontal da composição mineralógica no depósito de tsunami no perfil 2 (Figura 20) - ALC 6AT, 33 - é possível verificar que as médias das percentagens de pesados e de magnéticos aumentam de Oeste para Leste, indicando uma menor presença de sedimentos mais densos no bordo Oeste da planície aluvial, reflectindo uma maior energia do mecanismo de transporte para Leste. Em termos médios não se verificam variações composicionais significativas, no perfil 2, com excepção do claro aumento de Andalusite para Oeste e da diminuição da presença de Turmalina, no mesmo sentido (Figura 24).

A análise da variação vertical da composição mineralógica realizada nas amostras do perfil 2 (Figuras 20 e 24) possibilitou identificar que o valor máximo da percentagem de minerais pesados é na base do depósito. Também no sector basal do depósito tsunamigénico encontra-se o valor máximo de minerais magnéticos (Figura 24).

Também neste perfil verifica-se que a Turmalina e a Andalusite apresentam comportamentos simétricos entre as amostras. Na amostra 33, a Turmalina diminui para o topo enquanto a Andalusite aumenta no mesmo sentido. Já na amostra 6AT, as

maiores concentrações de Andalusite encontram-se no topo e na base, tendo a Turmalina um comportamento antagónico a este. É possível observar que a percentagem de outros minerais aumenta junto aos contactos superior e inferior das amostras do perfil 2. São observadas, novamente, discrepâncias no comportamento da Estauroлите que, nas amostras da trincheira ALC33 apresenta o valor de concentração máxima no meio do depósito e deste ponto, uma diminuição para o topo. As restantes amostras (da base para o ponto máximo), apresentam valores elevados. Nas amostras de ALC 6AT é possível identificar três zonas com concentrações diversas de Estauroлите (Figura 24), descritas anteriormente para o perfil 1.

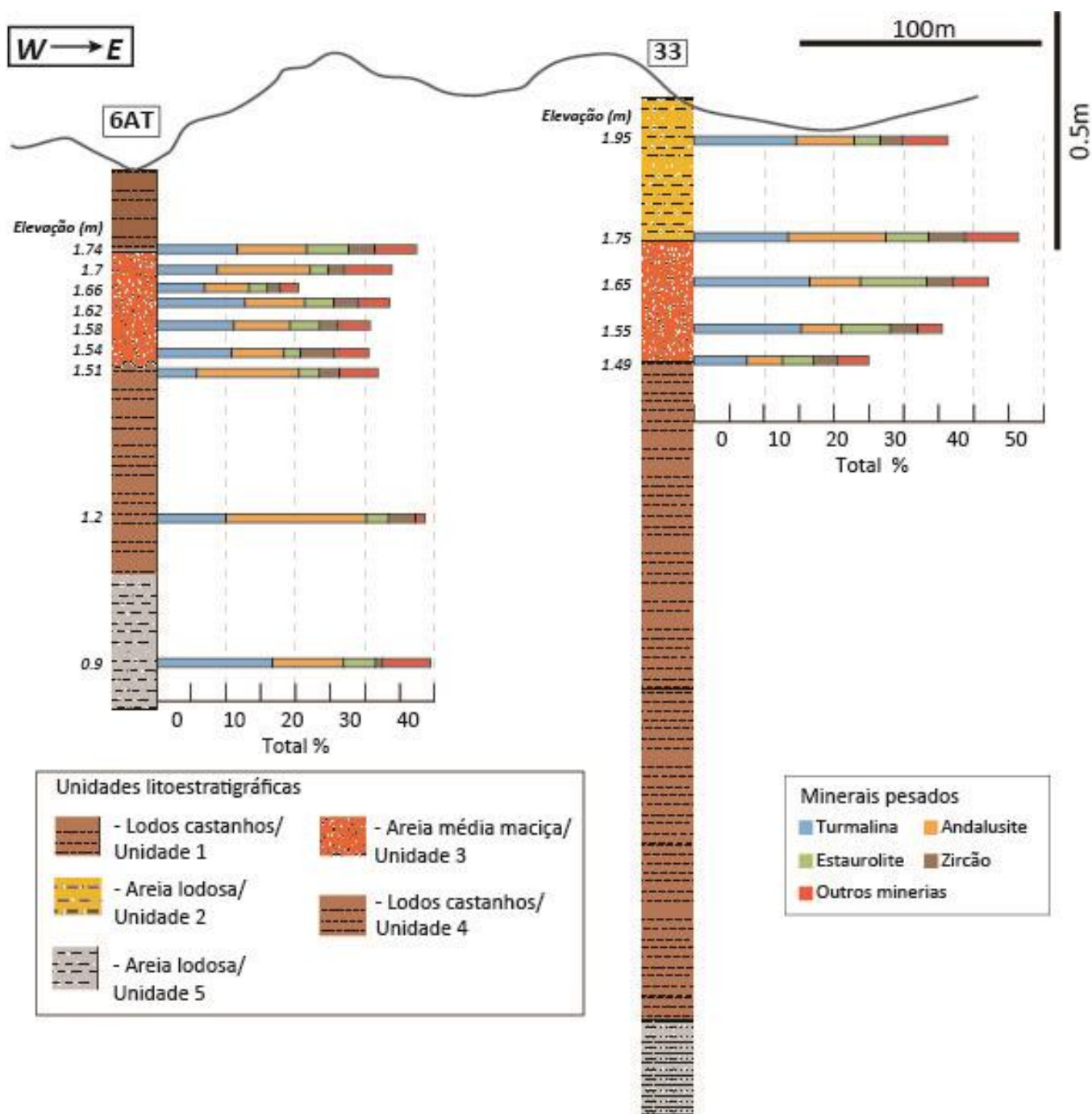


Figura 24 - Gráfico representativo da variação percentual de minerais pesados, vertical e horizontal, ao longo do perfil 2, composto pelas trincheiras 6AT e Alc33. O perfil topográfico foi realizado através de uma média móvel de 20 pontos, obtidos por junção de dados LIDAR e topografia INAG.

5.3.4 Formas de Zircão

Nas amostras recolhidas em Alcantarilha, foi feita a quantificação da população de Zircão para cada amostra, bem como a análise e classificação do seu aspecto textural microscópico – muito rolado (MR), rolado (R), sub-rolado (SR), sub-anguloso (SA), anguloso (A) e muito anguloso (MA) (Figuras 25, 26 e 27). Neste subcapítulo apenas se apresentam os dados relativos ao perfil 1, pois este é o único que proporciona uma análise longitudinal de alta resolução à variabilidade morfológica dos grãos de zircão.

Ao longo da trincheira 6AT, denota-se um domínio de Zircão SR, que tende a diminuir da base até meio do depósito tsunamigénico (até 0,32 m de profundidade). Do meio do depósito até ao topo, observa-se um aumento significativo, representando 80% da amostra aos 0,28 m de profundidade - valor mais elevado da concentração de Zircão na 6AT (Figura 25). Este valor é seguido de um decréscimo considerável aos 0,24 m de profundidade (representando pouco mais de 30% da amostra), ponto a partir do qual aumenta novamente gerando desta forma outro valor máximo de Zircão SR aos 0,20 m de profundidade, com pouco mais de 70%. No topo da trincheira, dá-se um decréscimo de SR, sendo esta zona dominada por Zircão R (40%). O Zircão SR e o R apresentam comportamentos antagónicos ao longo de todo o depósito de tsunami, havendo um aumento da concentração de R sempre que há um decréscimo de SR, e *vice-versa*, sendo 6AT representado na sua quase totalidade por estas duas subclasses. Aos 0,32 m de profundidade, verifica-se uma concentração distinta das restantes amostras, sendo nesta o Zircão MR o mais abundante, representando aproximadamente 40% da totalidade da amostra. Nesta trincheira não se manifestam Zircões MA, apenas uma pequena percentagem de SA aos 0,24, 0,28, 0,38 e 0,7 m de profundidade e de A aos 0,16 e 0,36 m de profundidade (Figura 25).

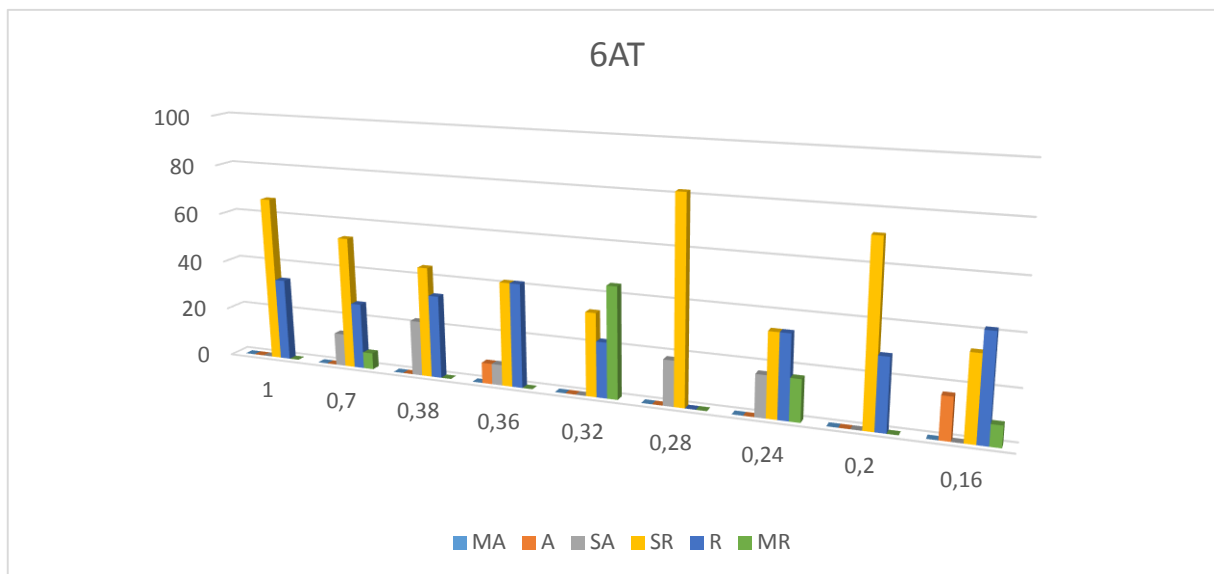


Figura 25 - Gráfico ilustrativo da percentagem de rolamento de Zircão na trincheira 6AT.

Na trincheira 34T, a base do depósito tsunamigénico (0,39-0,40 m de profundidade) é composta por Zircões SA, SR e R, com forte dominância dos sub-rolados (SR), representando estes cerca de 75% da amostra. Na subunidade sobrejacente à base (0,37-0,38 m de profundidade), a composição mantém-se, alterando apenas as suas percentagens, passando SR a representar apenas cerca de 50% da amostra, estando a restante percentagem igualmente distribuída pelas outras duas subclasses (SA e R) (Figura 26). Aos 0,32-0,33 m de profundidade, os Zircões presentes são SR, SA, A e MA, denotando-se de profundidades maiores para esta, um decréscimo no rolamento dos grãos. Não obstante este facto, os zircões SR representam a grande maioria da amostra, com pouco mais de 60% da mesma, seguidos dos SA com 20%, e finalmente os A e MA com 10% cada. Na subunidade subjacente à de topo (0,27-0,28 m de profundidade), os grão voltam a estar um pouco mais rolados que anteriormente, sendo esta unidade composta por, aproximadamente: 15% de Zircão A, 15% de SA, 38% de SR e 32% de R (Figura 26). No topo do depósito tsunamigénico, o aumento no rolamento dos grãos de Zircão observado na unidade anterior é reforçado, decrescendo nesta unidade as percentagens correspondentes a grãos angulosos, aumentando as correspondentes a rolados: 20% de Zircão SA, 60% de Zircão SR e 20% de Zircão R (Figura 26).

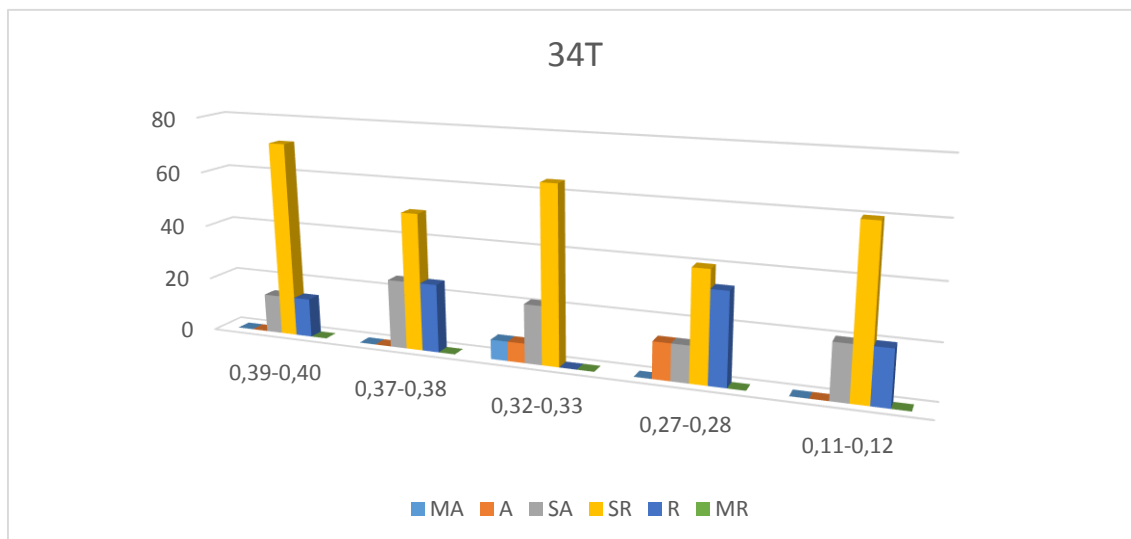


Figura 26 - Gráfico ilustrativo da percentagem de rolamento de Zircão na trincheira 34T.

Na trincheira 38T, na amostra do depósito de tsunami (0,25-0,26 m de profundidade), a predominância de Zircão dá-se na subclasse dos SR, representando esta cerca de 55%. No entanto, as subclasses A, SA e R também se manifestam no depósito tsunamigénico com cerca de 15% cada, sendo esta percentagem a mais elevada ao longo de toda a trincheira para a suclasse de grãos angulosos (A) (Figura 27).

Aos 0,20-0,21 m de profundidade, na subunidade sobrejacente ao depósito de tsunami, os grãos de Zircão apresentam-se totalmente subrolados (SR), com 100% para esta subclasse (Figura 27).

Nos 0,14-0,15 m de profundidade, a distribuição percentual é mais variada, com grãos A, SA, SR e R – 8%, 33%, 42% e 17% (respectivamente). Nesta amostra, regista-se a maior percentagem de grãos de Zircão rolados (R).

Por último, na amostra mais superficial (0,05-0,06 m de profundidade), a variabilidade diminui, estando a percentagem distribuída por SA, SR e R, com valores de (aproximadamente) 44%, 44% e 12%, respectivamente (Figura 27).

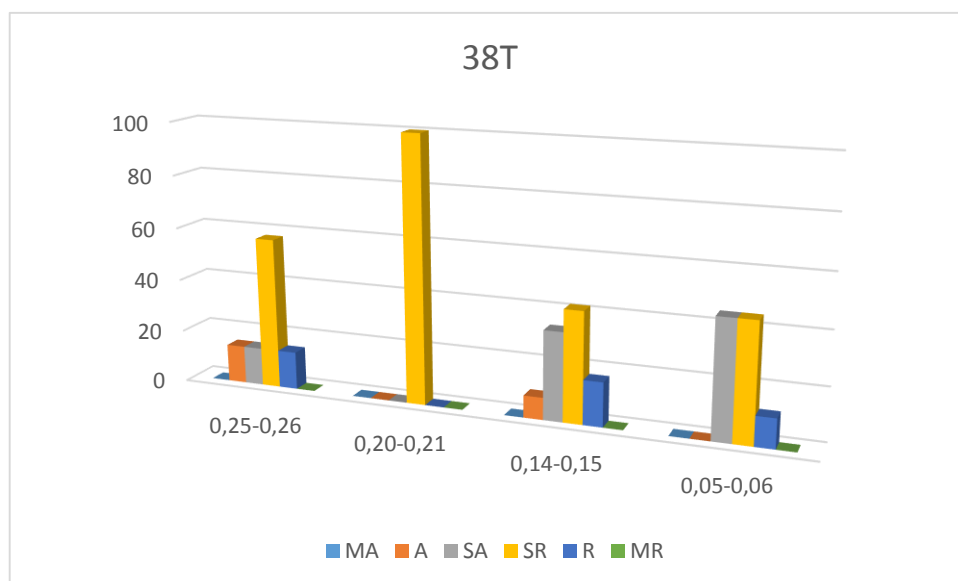


Figura 27 - Gráfico ilustrativo da percentagem de rolamento de Zircão na trincheira 38T.

6. Interpretação e Discussão dos Resultados

Este trabalho foca-se, essencialmente, no estudo de minerais pesados como elementos diagnósticos de eventos paleotsunamigénicos bem como da sua utilidade como ferramenta indicadora de diferentes fases hidrodinâmicas num evento tsunamigénico. A bibliografia existente nesta área específica é muito recente e escassa (Jagodzinski *et al.*, 2009; Jagodzinski *et al.*, 2012; Suguwara *et al.*, 2013; Costa *et al.*, 2015), tal facto reforça a definição do presente trabalho como inovador, passível de ser comparado e discutido por autores de trabalhos futuros. É de considerar que a associação de minerais pesados para este estudo é de carácter local e não global, uma vez que o material disponível para formação de um depósito tsunamigénico difere consoante a localização. Não obstante, este estudo tem aplicabilidade global relativamente à utilização de minerais pesados como técnica, independentemente da associação mineralógica disponível na zona.

6.1 Identificação do depósito de tsunami

A identificação e caracterização das unidades da coluna litoestratigráfica de Alcantarilha (Figura 13), foi feita tendo em conta o leque de critérios mencionados previamente no sub-capítulo “Registo geológico de tsunamis” (p.f. consultar secção 2.2).

A Unidade 3 (Figura 13, detectada na baixa aluvionar de Alcantarilha, apresenta várias características frequentemente associadas a depósitos de tsunami -sumariadas em (Chagué-Goff *et al.*, 2011)-. Esta unidade arenosa, essencialmente massiva, é litologicamente contrastante com as unidades lodosas, sub e sobrejacentes. O contacto basal da Unidade 3 é erosivo, enquanto o contacto de topo é abrupto. A unidade é composta por areia média, quártzica, com bioclastos e clastos argilosos, características análogas às do depósito tsunamigénico identificado na Lagoa dos Salgados por Costa *et al.* (2012), e associado ao evento de 1755. As datações de Radiocarbono e ^{210}Pb inferidas para a Unidade 3 sustentam a associação ao evento de 1755 (p.f. ver secção 5.1.2).

A unidade sobrejacente à unidade tsunamigénica (Unidade 2, Figura 13), presente nas trincheiras 34T e 38T (Figuras 17 e 19), foi classificada no campo como areia lódica e a sua associação ao tsunami discutida de forma inconclusiva. Neste trabalho,

procurou-se clarificar o processo deposicional responsável pela Unidade 2, com o objectivo de limitar estratigraficamente o depósito tsunamigénico. A metodologia aplicada a esta unidade foi a mesma que para as restantes, utilizando apenas as fracções granulométricas 1 a 3φ. Os resultados dos dados texturais para a Unidade 2 revelam que, apesar do superior teor em silte e argila, a fonte da fracção arenosa poderá ser a mesma que a da Unidade 3. Não obstante este facto, a Unidade 2 não resultou do evento de 1755, uma vez que a sua composição não é totalmente arenosa, contendo uma grande percentagem de material lodoso e presença de *caliche*. Aliás, o *caliche* é um dos aspectos fundamentais utilizados aqui na distinção da génese das duas unidades (Unidade 2 e 3). Entende-se por *caliche* ou calcreto, “(...) *acumulações carbonatadas pedogénicas, geradas em ambientes marcados pela planura do terreno e pela relativa secura. Constituem capas superficiais (...) contêm fósseis de animais terrestres (...) formam-se por dissolução, transporte (...) e precipitação de carbonato de cálcio, no âmbito da diagénese meteórica (...)*” (Galopim de Carvalho, 2006). De acordo com esta definição, a formação de *caliche* requer condições sedimentares específicas, contrastantes com as necessárias à deposição de areias num brevíssimo intervalo de tempo, como é o caso dos tsunamis. A planície aluvionar de Alcantarilha, é rica em carbonatos, provenientes dos afloramentos miocénicos vizinhos, que por sua vez influenciam a composição da água da ribeira e, consequentemente a água que circula nos solos. A unidade subjacente à tsunamigénica (Unidade 4, Figura 13), é impermeável, dificultando a circulação de água a profundidades superiores. Esta característica aumenta a retenção de água e a concentração de carbonatos nas Unidades 2 e 3. Para além disso, o contributo de conchas de gastrópodes terrestres (*Helix* sp.) também enriquece o teor em carbonatos da Unidade 2. De facto, na Unidade 3 detecta-se uma maior presença de bivalves marinhos contrastando com o conteúdo microfossífero da Unidade 2. O contacto abrupto entre estas duas unidades também reforça a sua divergência genética, pois a diagénese meteórica, responsável pela formação de calcretos tende a ocorrer de forma gradual. Finalmente, uma eventual associação com uma fase de retorno de um evento tsunamigénico, implicaria que esta unidade aumentasse de espessura para mar, no entanto tal não se verifica. Com base na argumentação acima exposta, o limite superior e a espessura da Unidade 3 podem ser definidos com segurança.

A unidade tsunamigénica estudada na baixa aluvionar de Alcantarilha, diminui de espessura para terra (Figura 28), até que deixa de estar presente na coluna litoestratigráfica, cerca de 840 m para Norte da linha de costa actual.

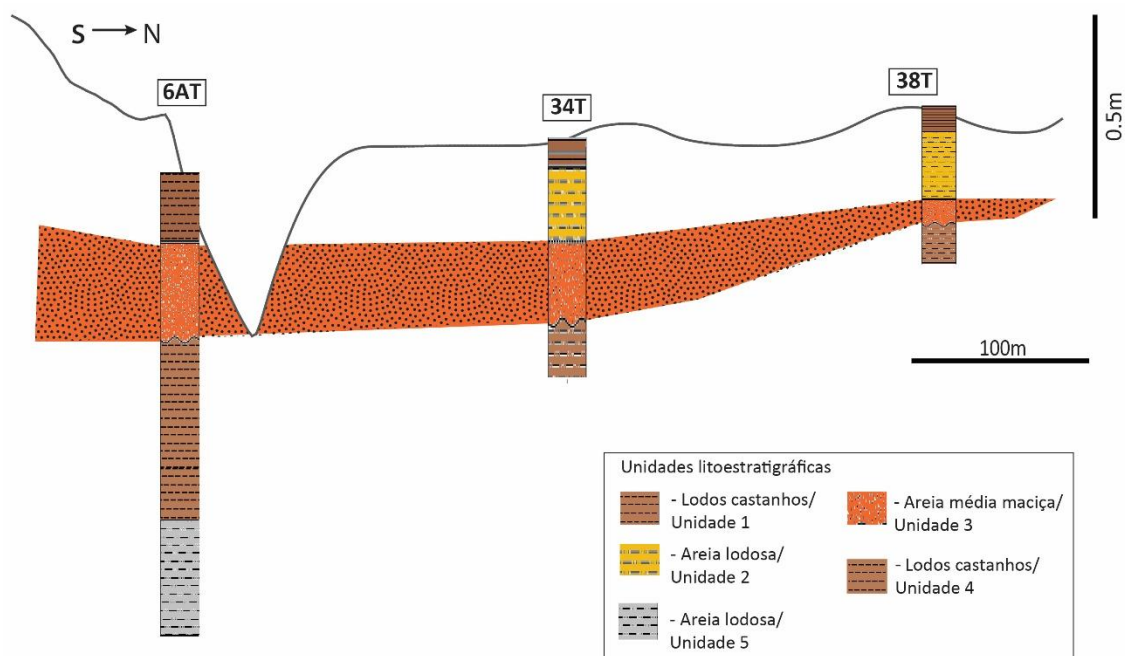


Figura 28 – Extrapolação baseada nos dados de campo que representa a variação de espessura do depósito tsunamigénico ao longo do perfil 1.

É de salientar a semelhança na extensão do depósito, quando comparamos as bacias de Alcantarilha e dos Salgados. Neste último caso, o depósito estende-se até aproximadamente 850 m (Costa *et al.*, 2012) (Figura 29). Contudo, diferenças na extensão do depósito foram detectadas na zona Oeste do Algarve, nomeadamente nas baixas da Boca do Rio e do Martinhal (Hindson e Andrade, 1999; Kortekaas e Dawson, 2007). A maior extensão para terra do depósito tsunamigénico na Boca do Rio, foi atribuída ao constrangimento espacial da geomorfologia da bacia (*“funnelling effect”*), proporcionando um maior alcance da inundação. Por sua vez, a extensão e planura das bacias de Alcantarilha e Salgados, obstam ao constrangimento do fluxo da água diminuindo a penetração em terra da inundação.



Figura 29 – Ilustração esquemática e simplificada da extensão do depósito de tsunami nas baixas de Alcantarilha (à esquerda) e Salgados (à direita), e orientação preferencial da diminuição da espessura do depósito, com base em trabalhos anteriores (para detalhes ver texto acima).

Ao analisar a geomorfologia de Alcantarilha é possível detectar um delta de galgamento, associado por Dinis *et al.* (2010) ao evento de 1755. Por sua vez, este elemento geomorfológico não se detecta na bacia da Lagoa dos Salgados, podendo-se especular que este delta tenha facilitado a penetração em terra das ondas tsunamigénicas, já que o registo histórico sugere uma inundação extensa em Alcantarilha (Pereira de Sousa, 1919).

Outra característica normalmente associada a depósitos de tsunami é a diminuição da sua espessura para terra. Em outros locais do Algarve onde o depósito de tsunami foi identificado, esta característica é omnipresente -*e.g.* (Hindson e Andrade, 1999; Kortekaas e Dawson, 2007; Costa *et al.*, 2012; Trog *et al.*, 2013)-. Em Alcantarilha, nas colunas litoestratigráficas do perfil 1 (Figura 15), realizado numa secção (aproximadamente) N-S da baixa aluvionar, a diminuição da espessura do depósito tsunamigénico torna-se evidente, tendo cerca de 0,23 m na trincheira mais a Sul (6AT), 0,20 m na trincheira intermédia (34T) e 0,03 m na trincheira mais a Norte (38T) (Figura 28). Esta diminuição confere ao depósito uma forma de cunha, que remete para a diminuição do hidrodinamismo com o avanço da inundação para terra. O mesmo é suportado pela informação contida nas granulometrias e nos *logs* referente à classe

dimensional dos grãos, onde apenas a trincheira 38T, mais a Norte, apresenta granularidade mais fina (Tabela 6). Este facto é coerente com a perda de energia da onda para terra, uma vez que quanto menor o hidrodinamismo, menor a dimensão dos sedimentos/material transportado pela onda.

Um outro aspecto comum a depósitos de tsunami descrito abundantemente na bibliografia -*e.g.* (Chagué-Goff *et al.*, 2011)-, é a diminuição dimensional dos grãos para terra, reflectindo assim a perda energética e de competência de transporte no mesmo sentido. No caso de Alcantarilha, mais especificamente no perfil 1, este critério é visível ao analisarmos a mediana, que varia entre 0,79 e 1,67 ϕ (Tabela 14). Pelo acima exposto, concluimos que a Unidade 3, estudada na baixa aluvionar de Alcantarilha, preenche inumeros critérios aplicados no reconhecimento de depósitos de tsunami.

Na análise das colunas litoestratigráficas do perfil 2 (Figura 20), realizado numa secção SW-NE da baixa aluvionar de Alcantarilha, também se verificam alterações na espessura do depósito tsunamigénico (Figura 30). Na trincheira 33, mais a Leste, o depósito apresenta uma espessura de cerca de 0,26 m, diminuindo para Oeste, sendo a sua espessura na trincheira 6AT de 23 cm (Figura 30).

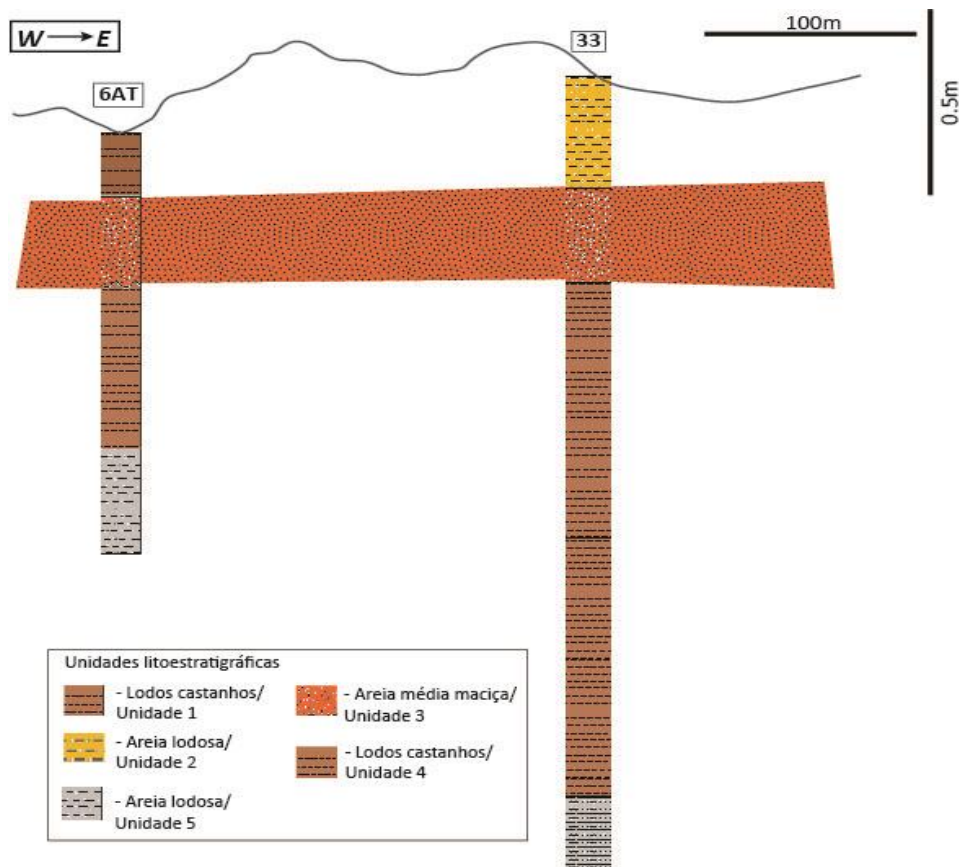


Figura 30 - Extrapolação baseada nos dados de campo que representa a variação de espessura do depósito tsunamigénico ao longo do perfil 2.

Esta diminuição é menos representativa que a verificada no perfil NNE-SSW, todavia pode ser indicativa de alterações hidrodinâmicas e de transporte de material. Neste perfil, verifica-se também que a ALC33 apresenta na sua litoestratigrafia a Unidade 2, e a mesma não marca presença no *log* da trincheira 6AT, facto que pode ser justificado por esta última trincheira se encontrar a cotas mais baixas e estar frequentemente sujeita a inundação, redistribuição de material sedimentar e deposição de lodos aluvionares (Figuras 16, 28 e 30).

Tabela 14 - Tabela sumária dos dados texturais das amostras tsunamigénicas do perfil 1.

Perfil 1	Unidade	Média	D50 (f):
38T 0,25-0,26	U3	1.53	1.54
34T 0,23-0,24	U3	1.29	1.29
34T 0,27-0,28	U3	1.27	1.26
34T 0,32-0,33	U3	1.18	1.15
34T 0,37-0,38	U3	1.20	1.18
34T 0,39-0,40	U3	1.21	1.18
6AT 0,20 m	U3	1.16	1.07
6AT 0,24 m	U3	1.38	1.32
6AT 0,28 m	U3	1.18	1.11
6AT 0,32 m	U3	1.37	1.30
6AT 0,36 m	U3	1.10	0.99
6AT 0,385 m	U3	0.83	0.79

O depósito tsunamigénico de Alcantarilha é essencialmente massivo, no entanto, para além da sua rigorosa identificação, neste trabalho tentou explorar-se a possibilidade da detecção sedimentar correspondente aos diferentes pulsos da inundação de 1 de Novembro de 1755.

Abordagem semelhante ocorreu com o recurso à micropaleontologia (outra técnica utilizada para identificar depósitos tsunamigénicos). O estudo da composição em foraminíferos realizado por Hoska *et al.* (2014), revelou que a Unidade 3 de Alcantarilha (em ALC6AT) apresenta características micropaleontológicas singulares, com uma forte componente de espécies marinhas (Figura 31). Aqueles autores identificaram sobre a existência de 3 subunidades, dentro do depósito de tsunami.

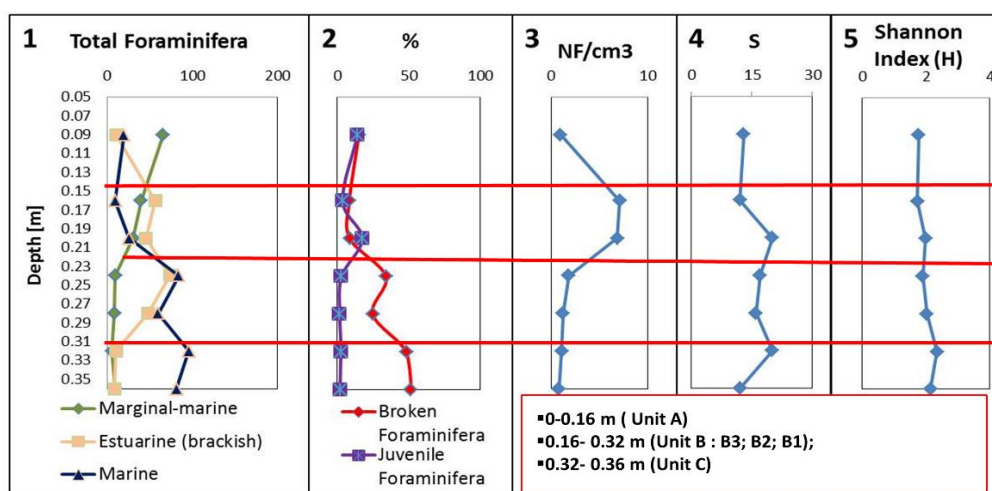


Figura 31 – Resultados da observação micropaleontológica (Foraminifera) do depósito tsunamigénico da ALC6AT (Hoska *et al.*, 2014). 1 – Principais grupos; 2 – Fragmentados (incluindo corroídos) e juvenis; 3 – Densidade; 4 – Número de espécies; 5 – Índice de diversidade.

As análises texturais realizadas também em ALC6AT, revelaram uma oscilação dos valores da média dimensional dos grãos ao longo da profundidade, com 3 valores mais elevados (1,35, 1,38, 1,37 ϕ) seguidos de valores significativamente mais baixos (1,16, 1,18, 1,10 ϕ , respectivamente) (Tabelas 14 e 15). Estas oscilações verificam-se também nos parâmetros de desvio padrão e mediana. Esta variação apresenta uma coerência passível de ser justificada com a ocorrência de 3 pulsos de inundação durante o tsunami de 1755 (Figura 32). Especulando com base neste racional, podemos supor que, os valores mais elevados correspondem às inundações e os valores mais baixos associam-se aos respectivos retornos (menos energéticos). O racional acima exposto aplica-se, de forma nítida, à trincheira ALC6AT.

Na trincheira 34T, é possível fazer distinção entre dois possíveis pulsos do tsunami, embora de forma menos nítida.

Este facto pode ser justificado com as diferenças hidrodinâmicas de cada pulso, sendo a energia dos mesmos decrescente, ou seja, o primeiro pulso seria o mais energético e com maior extensão de inundação, sendo o único representado na trincheira mais a Norte, 38T. O segundo pulso, menos energético que o primeiro, estende-se até cerca de meio da planície aluvial, ficando registado nas trincheiras 34T e 6AT. Por último, o terceiro pulso apenas tem energia para galgar a duna e estender-se por pouco mais para terra, ficando apenas registado na trincheira 6AT (Figura 32).

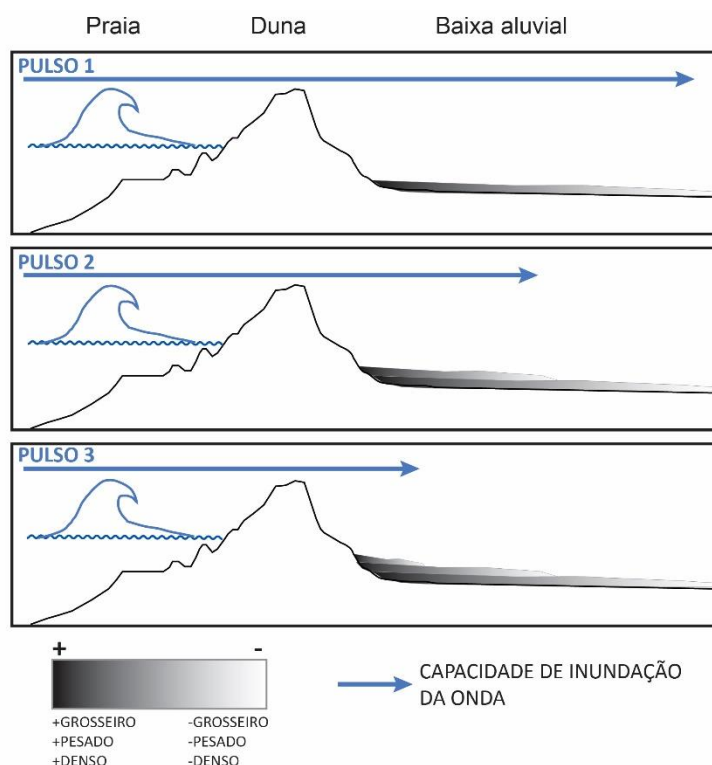


Figura 32 – Esquema conceptual representativo do modelo de diferentes pulsos tsunamigénicos e respectivas deposições sedimentares. Este modelo não tem em consideração a erosão da duna aquando da inundação.

Na trincheira 38T não foi possível distinguir claramente a assinatura deposicional das diferentes fases de inundação o que poderá dever-se à menor resolução da amostragem nestas trincheiras (consequência da diminuição da espessura para terra).

Nas tabelas de dados texturais, é possível verificar que as amostras tsunamigénicas apresentam características bastante coerentes, não tendo estas diferenças significativas (Tabelas 6 a 9). Regra geral, as amostras tsunamigénicas são compostas por areia média, moderadamente calibrada, com curva de distribuição dimensional simétrica e mesocúrtica.

No perfil 1 é possível verificar que a dimensão dos grãos no depósito de tsunami (regra geral) aumenta ligeiramente para a base, estando nesta zona concentrados as partículas de maiores dimensões e as mais densas. Esta característica pode ser explicada pela deposição diferencial por densidade, sendo que a deposição dos grãos mais densos dá-se em primeiro lugar, seguidos dos de menores densidades (Figura 32). Esta

característica foi observada também na Lagoa dos Salgados por Costa et al. (2015), onde os autores sugerem uma deposição preferencial por densidade.

Na trincheira 26T (Figura 22), a similaridade entre as amostras ao longo da profundidade é alta, sendo todas elas caracterizadas por areia média, moderadamente bem calibrada, com distribuição simétrica e curtose mesocúrtica (Tabela 8). A esta congruência textural, adiciona-se o facto da média e da mediana quase coincidirem, com valores bastante semelhantes entre estes dois parâmetros. A localização desta trincheira (Figura 11C) é a mais provável justificação para tal equivalência, posto que esta se situa no delta de galgamento, nas proximidades do cordão dunar, sendo fortemente influenciada pelo material constituinte deste ambiente sedimentar. Por oposição à 26T, na trincheira ALC33, a Norte da 26T e já fora do delta de galgamento, não se verifica a coerência textural típica do cordão dunar (Tabela 7).

Os dados texturais sugerem também a possibilidade do reconhecimento de 3 diferentes fases do tsunami, reflectidas quer nas características micropaleontológicas, quer nas litoestratigráficas.

Tabela 15 - Tabela sumária dos dados texturais do perfil 2.

Perfil 2	Unidade	Média	D50 (f):
Alc33 0,30-0,40	U3	1.31	1.31
Alc33 0,40-0,50	U3	1.29	1.29
Alc33 0,50-0,60	U3	1.00	1.00
6AT 0,20 m	U3	1.16	1.07
6AT 0,24 m	U3	1.38	1.32
6AT 0,28 m	U3	1.18	1.11
6AT 0,32 m	U3	1.37	1.30
6AT 0,36 m	U3	1.10	0.99
6AT 0,385 m	U3	0.83	0.79

6.2 Estabelecimento de fonte sedimentar do depósito de tsunami

Quanto ao estabelecimento de relações de proveniência entre o depósito de tsunami e as possíveis fontes sedimentares, a análise dos dados percentuais de concentração de minerais pesados no sedimento (Tabela 16), permite verificar uma maior semelhança entre os sedimentos tsunamigénicos (T) (4,43%) e de duna (D) (3,34%), sendo esta apontada como a mais provável fonte sedimentar do depósito de tsunami.

Tendo por base os três principais minerais transparentes, é possível estabelecer uma melhor correlação entre as amostras tsunamigénicas (T) (Turmalina 34,38%, Andalusite 27,67% e Estaurolite 14,75%) e as de duna (D) (Turmalina 34,08%, Andalusite 30,89% e Estaurolite 13,19%) (Tabela 17). Os minerais pesados transparentes principais identificados por Costa *et al.* (2015) no caso de estudo português (Salgados) são os mesmos que foram identificados nesta tese. Sendo a bacia dos Salgados adjacente à de Alcantarilha, o material sedimentar disponível para a alimentação do depósito tsunamigénico terá sido semelhante (praia ou duna), apresentando o depósito, características análogas nos dois locais. Em particular, ao observarmos a percentagem de Estaurolite (mais denso dos minerais pesados mais comuns), é possível verificar a maior semelhança entre sedimentos de duna (D) e tsunamigénicos (T).

Tabela 16 - Tabela sumária das percentagens médias totais de minerais pesados.

Fonte		Duna (n=11)	Tsunami (n=15)
% Min. Pesados		3,44	4,43
% Min. Mag.		0,63	0,79
% Min. Opacos		58,46	66,46
% Minerais pesados	Turmalina	13,97	11,57
	Andalusite	13,03	9,44
	Estaurolite	5,39	4,93
	Zircão	3,63	3,34
	Granada	0,23	0,17
	Outros minerais	5,12	4,1

Nos minerais pesados, destacam-se ainda os minerais magnéticos, cuja concentração sustenta o racional acima exposto. Os valores apresentados por esta subclasse para os diferentes análogos actuais e amostras tsunamigénicas, revelam

também uma forte semelhança entre os sedimentos tsunamigénicos (T) e os sedimentos de praia (P) e duna (D) – (T) 0,79%, (USU) 0,48%, (USO) 0,26%, (D) 0,63%, (P) 0,7%, (A) 0,33%, (FS) 0,01% e (DG) 1,26% (Tabela 11 e 16).

Tabela 17 - Tabela sumária das percentagens médias de minerais pesados transparentes.

Fonte		Duna (n=11)	Tsunami (n=15)
% Minerais pesados	Turmalina	34,08	34,38
	Andalusite	30,89	27,67
	Estaurolite	13,19	14,75
	Zircão	8,88	10,18
	Granada	0,52	0,5
	Outros minerais	5,8	4,95

A análise da variação vertical da composição mineralógica realizada nas amostras dos perfis 1 e 2 (Figura 23 e 24) possibilitou identificar que o valor máximo da percentagem de minerais pesados se encontra na base do depósito, o que está de acordo com as observações de Morton *et al.* (2007), suportando também o racional exposto anteriormente para o caso da maior concentração de Estaurolite nas amostras tsunamigénicas. Esta característica foi observada em vários depósitos de tsunami -*e.g.* IOT de 2004, (Morton *et al.*, 2008)-.

Também se verifica que a Turmalina e a Andalusite apresentam comportamentos simétricos nas amostras 34T e 38T, a Turmalina diminui para o topo enquanto a Andalusite aumenta no mesmo sentido. É possível observar que a percentagem de outros minerais aumenta junto ao contacto superior da Unidade 3 das trincheiras do perfil 1. Este dado também é reflectido nos dados texturais (mais finos) que apresentam e que traduzem a sua proveniência como predominantemente fluvial (Tabela 10).

Na trincheira 34T do perfil 1, verifica-se uma variação na concentração de Zircão, havendo uma diminuição significativa de cerca de 5% para 2%, dos 0,27-0,28 m de profundidade para os 0,32-0,33 m de profundidade (Figura 23, cota 1,70 para 1,65 m), seguida de um aumento aos 0,37-0,38 m de profundidade, para cerca de 5% novamente (Figura 23, cota 1,60 m). Sendo este o mineral pesado mais denso da população de minerais pesados transparentes, a sua oscilação quantitativa nesta trincheira é passível

de uma possível interpretação hidrodinâmica, diferenciando esta variação de valores dois pulsos tsunamigênicos.

São observadas discrepâncias no comportamento da Estauroлите (mineral pesado comum mais denso) que, nas amostras das trincheiras 34T e 38T apresenta uma diminuição para o topo, enquanto nas amostras de ALC 6AT é possível identificar três zonas com concentrações diversas (Figuras 23 e 24) – 1,5 a 1,55 m é menor, 1,55 a 1,67 m é maior, 1,7 a 1,75 m é menor. Estas diferenças podem permitir uma interpretação quanto ao tipo de transporte dominante em diferentes zonas da baixa aluvionar aquando da inundação tsunamigénica, bem como suportar o racional anteriormente exposto sobre a distinção entre diferentes pulsos do tsunami de 1755, uma vez que as profundidades a que se dão os valores máximos e mínimos de Estauroлите coincidem com os dos dados texturais. Segundo Costa *et al.* (2015), as oscilações percentuais dos mais densos dos minerais pesados das associações mineralógicas para cada local (Salgados-Estauroлите; Lhok Nga-Zircão e Granada; Basta Voe-Granada) estão associados à sua fonte sedimentar, bem como a alternâncias entre inundação e retorno.

A percentagem individual de Estauroлите (mais denso dos minerais pesados mais comuns) para cada ambiente sedimentar corrobora também a hipótese desenvolvida, verificando-se nos seus valores uma singular semelhança entre sedimentos de duna e tsunamigênicos. Salienta-se também que o valor percentual máximo de Estauroлите e da percentagem de minerais pesados é observado nas amostras tsunamigénicas, o que sugere uma concentração dos sedimentos mais densos (Tabelas 16 e 17), produto de um de dois processos: enriquecimento em minerais pesados aquando da inundação (à semelhança do descrito por Cascalho e Taborda (2006) (Figura 33), ou um aumento da concentração de pesados por efeito do retorno que transporta para *offshore* essencialmente minerais mais leves (Costa *et al.*, 2015). Independentemente do processo responsável por este aumento, esta situação é análoga ao que se verifica na bacia adjacente -Lagoa dos Salgados - (Costa *et al.*, 2015) (Figura 34).

Constata-se também, que os minerais pesados são uma técnica útil para o estabelecimento de relações de proveniência entre o depósito de tsunami e as fontes sedimentares (Tabela 16).

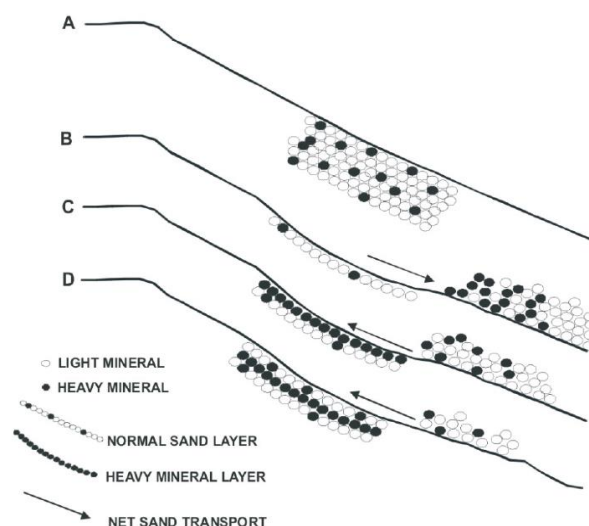


Figura 33 – Modelo conceitual de formação de concentrações de minerais pesados (placers), descrito por Cascalho e Taborda (2006).

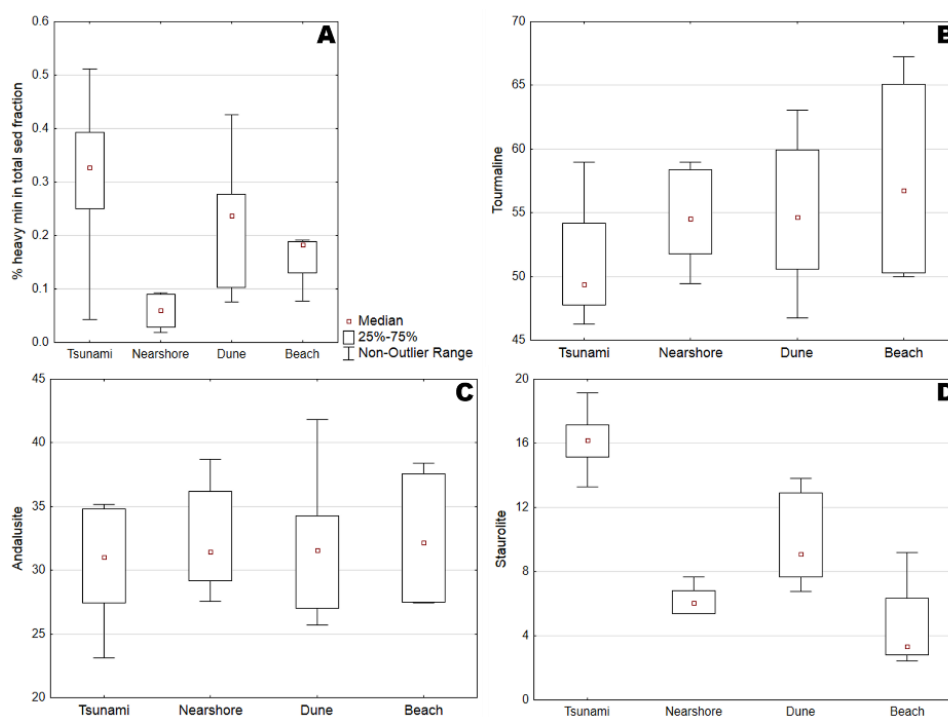


Figura 34 – Diagramas de variação da composição mineralógica das amostras dos Salgados, agrupados em ambientes sedimentares: A - percentagem de minerais pesados; B - Percentagem de Turmalina; C - Percentagem de Andalusite; D - Percentagem de Estaurolite. Neste ultimo, é visível a discrepância no teor de Estaurolite entre as amostras de tsunami e as suas prováveis fontes sedimentares (Costa et al., 2015).

Através da análise da Tabela 9 (p.f. ver secção 5.2.4), correspondente às amostras de fonte sedimentar, é possível estabelecer uma correlação entre estas e as amostras de tsunami, tendo por base a análise textural da fracção grosseira ($>4\phi$).

Comparativamente às amostras tsunamigénicas, verifica-se uma maior analogia entre estas e as amostras de duna (D) e de praia (P). As amostras de duna têm como características areia média, moderadamente bem calibrada, simétricas e mesocúrticas. As amostras de praia apresentam características bastante semelhantes às de duna, embora a sua areia seja mais grosseira. As amostras de aluvião (A) não apresentam grande coerência e as características das mesmas variam entre classes diferentes das amostras de tsunami: areia média a fina, muito mal a moderadamente calibrada, assimetria muito negativa a positiva e curtose platicúrtica a muito leptocúrtica. Assim sendo, a melhor correlação faz-se entre os sedimentos de tsunami (T) e os de duna (D), sendo esta uma plausível fonte sedimentar para o depósito de tsunami.

7. Conclusões

7.1 Considerações finais

Neste trabalho estudou-se o tsunami associado ao sismo de 1 de Novembro de 1755, classificado como o maior desastre natural, em tempos históricos, de Portugal e o mais destrutivo da Europa Atlântica.

Esta dissertação visou contribuir para uma melhor compreensão geológica de inundações marinhas de alta energia, utilizando-se como técnicas as análises textural e mineralógica de sedimentos recolhidos no depósito tsunamigénico da baixa aluvionar de Alcantarilha.

Para a realização desta tese foram tratadas um total de 52 amostras, 18 amostras superficiais, 7 amostras de fundos submarinos cedidas pelo Doutor Sebastião Braz Teixeira (APA) e nas 5 trincheiras analisadas foram tratadas 27 amostras. A resolução utilizada na amostragem das trincheiras foi variável tendo a resolução máxima (na trincheira ALC6AT) sido de aproximadamente 4 cm. Todas as amostras foram sujeitas ao mesmo processamento laboratorial.

Através das análises textural e mineralógica realizadas nas amostras e, sustentados pelas datações de Radiocarbono e ^{210}Pb e ^{137}Cs , foi-nos possível concluir que a Unidade 3 da baixa aluvionar de Alcantarilha corresponde a um depósito tsunamigénico resultante da inundação durante evento de 1 de Novembro de 1755.

Os resultados evidenciam que esta unidade possui várias características diagnósticas de uma deposição em condições de alta energia (*e.g.* contacto basal erosivo, diminuição de espessura para terra, etc.). O estudo de minerais pesados revelou que estes se encontram em maiores concentrações na base do depósito, diminuindo a sua presença para o topo da unidade, bem como para terra (ao longo do perfil 1). Dentro do grupo de minerais pesados destaca-se ainda a Estaurolite (mineral pesado comum mais denso), cuja concentração se mostra coerente com o racional exposto anteriormente, diminuindo para o topo do depósito.

O estudo dos minerais pesados permitiu ainda estabelecer uma boa correlação entre o depósito tsunamigénico e os análogos actuais de modo a inferir a sua fonte sedimentar. Através da comparação dos valores médios da concentração de minerais

pesados nas amostras tsunamigénicas e nos análogos actuais, foi possível concluir que a fonte sedimentar de maior contributo para a mineralogia da Unidade 3 é o material do cordão dunar Alcantarilha-Salgados. As amostras tsunamigénicas e de duna apresentam os valores com maior semelhança para as percentagens de minerais pesados e minerais opacos, bem como para os minerais pesados transparentes (Turmalina, Andalusite, Estauroлите, Zircão, Granada e Outros Minerais).

Na análise das concentrações de minerais pesados ao longo dos perfis realizados (perfil 1 e 2), na trincheira de maior resolução – 6AT – verificam-se oscilações coerentes com o estudo de micropaleontologia realizado por Hoska *et al.*, 2014, oscilações estas que podem permitir fazer distinção entre os diferentes pulsos do tsunami de 1755. Estas oscilações deixam de ser perceptíveis para terra, uma vez que o depósito diminui a sua espessura neste sentido, diminuindo também a resolução da amostragem nas trincheiras em zonas mais a Norte. No entanto, os dados texturais e a análise da variação percentual do Zircão permitem a visualização de dois possíveis pulsos na trincheira 34T. A diminuição de espessura do depósito juntamente com a diferenciação de pulsos possível (3 pulsos em 6AT, 2 pulsos em 34T e, eventualmente, apenas 1 pulso em 38T), pode ser justificada com a variação do hidrodinamismo entre cada uma destas fases. Desta forma, a diferença de hidrodinamismo pode ser interpretada no registo de cada trincheira, sendo que: o pulso mais energético, com maior capacidade de inundação, está registado nas 3 trincheiras (6AT, 34T e 38T); o segundo pulso, menos energético que o primeiro, está registado nas duas trincheiras mais a Sul (6AT e 34T); por último, o terceiro pulso, menos energético de todos, apenas se verifica na trincheira 6AT (mais a Sul).

Desta forma, os minerais pesados são uma técnica bastante útil para o estudo de depósitos paleotsunamigénicos, apresentando resultados diagnósticos do evento de alto hidrodinamismo e de diferentes fases no decorrer do mesmo.

Em suma, conclui-se assim que o estudo dos minerais pesados específicos para esta disserta  o (Turmalina, Andalusite, Estauroлите e Zircão) fornece informações relevantes sobre a inunda  o no local de estudo. Uma vez que a fonte sedimentar varia de local para local e o material disponível para alimenta  o de um depósito de tsunami não    o

mesmo a nível global, a técnica utilizada pode ser aplicada adaptando a incisão das espécies estudadas ao material sedimentar disponível na zona em questão.

7.2 Trabalho futuro

Com finalidade de dar continuidade ao trabalho realizado até à data, na zona de Alcantarilha, bem como melhorar as respostas obtidas e explorar questões ainda por abordar, ficam aqui algumas propostas de trabalho futuro.

Em primeiro lugar, sugere-se um maior leque de amostragem para melhor suportar os dados obtidos. A amostragem realizada em Alcantarilha, e arquivada na Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, é bastante vasta, e pode permitir um aumento do número de amostras analisadas.

Outra proposta seria aumentar a resolução no tratamento de *box-cores* de trincheiras de modo a obter uma melhor representação estatística nos dados texturais e mineralógicos, mais concretamente nos minerais pesados. Contudo, limitações metodológicas tornam este objectivo mais difícil.

Uma vez concretizadas as propostas anteriores, a realização de mais perfis também poderá ser uma mais valia na observação de diferenças/semelhanças no depósito tsunamigénico ao longo de toda a baixa aluvionar de Alcantarilha, aumentando a possibilidade de responder às questões pendentes relativas ao número de ondas do tsunami de 1755, ou ao estabelecimento de uma assinatura específica do retorno e a determinação da altura da onda na costa do evento tsunamigénico.

As análises textural (através de imagens digitais), microtextural e micromorfológica são abordagens interessantes que podem contribuir para o desenvolvimento de modelos de transporte, assim como para a resposta às questões mencionadas acima. A conjugação de dados sedimentológicos e de distribuição espacial permitiram validar o desenvolvimento de modelos de transporte sedimentar tsunamigénico, com aplicação mais localizada (local de estudo) ou mais global. A determinação específica da densidade mineralógica, com recurso à microsonda, seria um avanço relevante para afinar esses modelos de transporte sedimentar. No entanto, os elevadíssimos custos da aplicação desta técnica inibem, por enquanto, a sua utilização no estudo deste tipo de eventos.

O trabalho aqui apresentado contribui para uma melhor compreensão do depósito de tsunami associado ao evento de 1 de Novembro de 1755 e aponta algumas direcções de investigação que poderão contribuir para um desenvolvimento científico significativo do estudo sedimentológico de tsunamis.

Referências Bibliográficas

- Abe, K., 1979. Size of earthquakes inferred from tsunami data. *Journal of Geophysics Research*, 84: 1561-1568.
- Abe, K., 1981. Physical size tsunamigenic earthquakes of the, north-western pacific. *Phys. Earth Planet. International*, 27: 194-205.
- Abrantes, F., Alt-Epping, U., Lebreiro, S., Voelker, A. e Schneider, R., 2008. Sedimentological record of tsunamis on shallow-shelf areas: The case of the 1969 AD and 1755 AD tsunamis on the Portuguese Shelf off Lisbon. *Marine Geology*, 249(3-4): 283-293.
- Abrantes, F., Lebreiro, S., Rodrigues, T., Gil, I., Bartels-Jónsdóttir, H., Oliveira, P., Kissel, C. e Grimalt, J.O., 2005. Shallow-marine sediment cores record climate variability and earthquake activity off Lisbon (Portugal) for the last 2000 years. *Quaternary Science Reviews*, 24(23-24): 2477-2494.
- Ambraseys, N.N., 1962. Data for the investigation of seismic sea waves in the Eastern Mediterranean. *Bulletin Seismological Society America*, 52: 895-913.
- Andrade, C., 1990. O Ambiente de barreira da Ria Formosa (Algarve, Portugal), Lisboa, 645 pp.
- Andrade, C., 1992. Tsunami Generated forms in the Algarve Barrier Islands (South Portugal). *Science of Tsunami Hazards*, 10, 1: 21-34.
- Andrade, C., Andrade, A., Kortekaas, S. e Dawson, A., 1997. Sedimentological traces of tsunamigenic overwash of the Martinhal lowland (Western Algarve – Portugal). In: A. Eurocoast-Portugal (Editor), *Seminário sobre a Zona Costeira do Algarve*, Faro, Portugal, pp. 11-18.
- Andrade, C., Freitas, M.C., Miranda, J.M., Baptista, M.A., Cachão, M., Silva, P. e Munhá, J., 2003. Recognizing possible tsunami sediments in the ultradissipative environment of the Tagus estuary (Portugal). In: A.S.a.P.H. Richard A. Davis (Editor), *Coastal Sediments'03 - The 5th International Symposium on Coastal Engineering and Science of Coastal Sediment Processes*, Clearwater Beach, Florida, pp. 14.
- Andrade, C., Freitas, M.C., Oliveira, M.A. e Costa, P.J.M., 2015. (accepted) On the sedimentological and historical evidences of seismic-triggered tsunamis on the Algarve coast of Portugal. In: J. Duarte (Editor), *Natural Hazards and Plate Tectonics*. AGU/Wiley, pp. 29.
- Andrade, C., Munhá, J.M. e Paulino, J., 1998. Geochemical signature of extreme marine flooding in the Boca do Rio lowland (Algarve, Portugal). *Com. V Congresso Nacional de Geologia*, Lisboa, IGN, SGP, 84(1): 51-54.
- Andrade, C., Pires, H.O., Silva, P., Taborda, R. e Freitas, M.d.C., 2004. Zonas Costeiras. Alterações Climáticas em Portugal: cenários, impactos e medidas de adaptação, Eds F. D. Santos and P. Miranda, Gradiva, Lisboa.
- Appleby, P.G. e Oldfield, F., 1983. The assessment of ^{210}Pb data from sites with varying sediment accumulation rates. *Hydrobiologia*, 103: 29-35.
- Atwater, B.F., 1987. Evidence for great Holocene earthquakes along the outer coast of Washington State. *Science*, 236: 942-944.
- Babu, N., Suresh Babu, D.S. e Mohan Das, P.N., 2007. Impact of tsunami on texture and mineralogy of a major placer deposit in southwest coast of India. *Environ. Geol.*, 52(71-80).
- Baptista, M.A. e Miranda, J.M., 2009. Revision of the Portuguese catalog of tsunamis. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9: 25-42.
- Baptista, M.A., Miranda, J.M., Chiericci, F. e Zitellini, N., 2003. New Study of the 1755 Earthquake Source Based on Multi-channel Seismic Survey Data and Tsunami Modeling. *Natural Hazards and Earth System Science*, 3: 333-340.
- Baptista, M.A., Miranda, J.M., Omira, R. e Antunes, C., 2011. Potential inundation of Lisbon downtown by a 1755-like tsunami. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11: 3319-3326.

- Baptista, M.A., Miranda, P.M.A., Miranda, J.M. e Mendes Victor, L., 1998. Constrains on the source of the 1755 Lisbon tsunami inferred from numerical modelling of historical data on the source of the 1755 Lisbon tsunami. *Journal of Geodynamics*, 25: 159-174.
- Barnhardt, W.A., Gonzalez, R., Kelley, J.T., Neal, W.J., Pilkey Jr., O.H., H., J. e Dias, J.A., 2002. Geologic evidence for the incorporation of flood tidal deltas at Tavira Island, southern Portugal. *Journal of Coastal Research*, SI36: 28-36.
- Bondevik, S., Svendsen, J.I. e Mangerud, J., 1997. Tsunami sedimentary facies deposited by the Storegga tsunami in shallow marine basins and coastal lakes, western Norway. *Sedimentology*, 44: 1115-1131.
- Brito, F.B., 1597. *Monarquia Lusitana*. Parte segunda. Reedição de 1975, Imprensa Nacional - Casa da Moeda, Lisboa.
- Campos, M.L., 1991. Tsunami on the Spanish coasts of the Iberian Peninsula. *Science of Tsunami Hazards*, 9: 83-90.
- Cascalho, J. e Taborda, R., 2006. Heavy mineral placer formation - An example from Algarve, Portugal. *Journal of Coastal Research*, SI39: 246-249.
- Cisternas, M., Atwater, B.F., Torrejon, F., Sawai, Y., Machuca, G., Lagos, M., Eipert, A., Youlton, C., Salgado, I., Kamataki, T., Shishikura, M., Rajendran, C.P., Malik, J.K., Rizal, Y. e Husni, M., 2005. Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake. *Nature*, 437(7057): 404-407.
- Corrochano, A., Merino, S.G., Barba, P. e Bernardes, C., 2000. Los sedimentos del canal de Mira (Aveiro, Portugal): propiedades texturales, procedencia y modelo paleogeografico. *Studia Geologica Salmanticensia*, 36: 143-160.
- Costa, M., Silva, R. e Vitorino, J., 2001. Contribuição para o estudo do clima de agitação marítima na costa portuguesa, 2ª Jornadas Portuguesas de Engenharia Costeira e Portuária. Associação Nacional de Navegação, Sines, pp. 20.
- Costa, P.J., Andrade, C., Cascalho, J., Dawson, A.G., Freitas, M.C., Paris, R. e Dawson, S., 2015. Onshore tsunami sediment transport mechanisms inferred from heavy mineral assemblages. *The Holocene*.
- Costa, P.J.M., 2006. Geological recognition of abrupt marine invasions in two coastal areas of Portugal. Master Thesis, Brunel University, London, 139 pp.
- Costa, P.J.M., 2012. Sedimentological signatures of extreme marine inundations. PhD Thesis, Lisbon, Lisbon, 245 pp.
- Costa, P.J.M., Andrade, C., Cascalho, J.P., Freitas, M.C., Dawson, A. e Mahaney, W., 2012. Study of heavy mineral assemblages in tsunami deposits from Scotland, Portugal and Indonesia, 7th Symposium on the Atlantic Iberian Margin, Lisbon, Portugal.
- Costa, P.J.M., Andrade, C., Freitas, C., Oliveira, M.A. e Jouanneau, J.M., 2009. Preliminary Results of exoscopic analysis of quartz grains deposited by a paleotsunami in Salgados lowland (Algarve, Portugal). *Journal of Coastal Research*, SI 56: 5.
- Costa, P.J.M., Andrade, C., Freitas, M.C., Oliveira, M.A., Lopes, V., Jouanneau, J.-M. e Moreno, J., 2010. Reconhecimento de um depósito de tsunami na Lagoa dos Salgados (Algarve, Portugal). *Revista e-Terra*, 12(Resumos VIII Congresso Nacional de Geologia(10)): 4.
- Costa, P.J.M., Andrade, C., Freitas, M.C., Oliveira, M.A., Silva, C.M.d., Omira, R., Taborda, R., Baptista, M.A. e Dawson, A.G., 2011. Boulder deposition during major tsunami events. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36: 2054–2068
- Cuven, S., Paris, R., Falvard, S., Miot-Noirault, E., Benbakkar, M., Schneider, J.-L. e Billy, I., 2013. High-resolution analysis of a tsunami deposit: Case-study from the 1755 Lisbon tsunami in southwestern Spain. *Marine Geology*, 337: 98-111.
- Chagué-Goff, C., Schneider, J.-L., Goff, J.R., Dominey-Howes, D. e Strotz, L., 2011. Expanding the proxy toolkit to help identify past events – Lessons from the 2004 Indian Ocean Tsunami and the 2009 South Pacific Tsunami. *Earth-Science Reviews*, 107(1-2): 107-122.
- Dawson, A.G., 1994. Geomorphological effects of tsunami run-up and backwash. *Geomorphology*, 10(1-4): 83-94.

- Dawson, A.G., Foster, I.D.L., Shi, S., Smith, D. e Long, D., 1991. The identification of past tsunamis in coastal sediment sequences. *Science of Tsunami Hazards*, 9: 73-82.
- Dawson, A.G., Hindson, R., Andrade, C., Freitas, C., Parish, R. e Baternan, R., 1995. Tsunami sedimentation associated with the Lisbon earthquake of 1 November AD 1755: Boca do Rio, Algarve, Portugal. *The Holocene*, 5(2): 209-215.
- Dawson, A.G., Long, D. e Smith, D.E., 1988. The Storegga Slides: Evidence from eastern Scotland for a possible tsunami. *Marine Geology*, 82(3-4): 271-276.
- Dawson, A.G. e Shi, S., 2000. Tsunami deposits. *Pure and Applied Geophysics*, 157: 875-897.
- Dawson, A.G. e Stewart, I., 2007. Tsunami deposits in the geological record. *Sedimentary Geology*, 200(3-4): 166-183.
- Dawson, A.G. e Stewart, I., 2008. Offshore Tractive Current Deposition: The Forgotten Tsunami Sedimentation Process. In: T. Shiki, Y. Tsuji, T. Yamazaki e K. Minoura (Editors), *Tsunamiites - Features and implications*. Elsevier, Amsterdam, pp. 153-161.
- Dinis, J., Andrade, C., Oliveira, M.A., Freitas, M.C., Cunha, P.P., Martins, A. e Costa, P., 2010. Geomorphological constraining of tsunami (?) run-up in the Alcantarilha coastal lowland (Central Algarve, Portugal), *Conferência Coastal Hope - Iberian Coastal Holocene Paleoenvironmental Evolution*, Lisbon, pp. 40-41.
- Font, E., Veiga-Pires, C., Pozo, M., Nave, S., Costas, S., Ruiz Muñoz, F., Abad, M., Simões, N., Duarte, S. e Rodríguez-Vidal, J., 2013. Benchmarks and sediment source(s) of the 1755 Lisbon tsunami deposit at Boca do Rio Estuary. *Marine Geology*, 343: 1-14.
- Galopim de Carvalho, A.M., 2006. *Geologia sedimentar, III - Rochas Sedimentares*. Âncora Ed., Lisboa.
- Gelfenbaum, G. e Jaffe, B., 2003. Erosion and Sedimentation from the 17 July, 1998, Papua New Guinea Tsunami. *Pure and Applied Geophysics*, 160: 1969-1999.
- Gelfenbaum, G., Jaffe, B., Morton, R.A. e Richmond, B.M., 2002. Distinguishing tsunami and hurricane overwash deposits. In: W.P.G. Meeting (Editor), AGU, Wellington.
- Godwin, H., 1962. Half life of radiocarbon. *Nature*, 195: 944.
- Goff, J., Chagué-Goff, C. e Nichol, S., 2001. Palaeotsunami deposits: a New Zealand perspective. *Sedimentary Geology*, 143(1-2): 1-6.
- Goff, J., McFadgen, B.G. e Chagué-Goff, C., 2004. Sedimentary differences between the 2002 Easter storm and the 15th-century Okoropunga tsunami, southeastern North Island, New Zealand. *Marine Geology*, 204(1-2): 235-250.
- Goff, J., Pearce, S., Nichol, S.L., Chagué-Goff, C., Horrocks, M. e Strotz, L., 2010. Multi-proxy records of regionally-sourced tsunamis, New Zealand. *Geomorphology*, 118(3-4): 369-382.
- Goff, J.R., Crozier, M., Sutherland, V., Cochran, U. e Shane, P., 1998. Possible tsunami deposits from the 1855 earthquake, North Island, New Zealand. *Geological Society of London, Special Publication* 146: 353-376.
- Goff, J.R., Lane, E. e Arnold, J., 2009. The tsunami geomorphology of coastal dunes. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9(3): 847-854.
- Hataori, T., 1979. Relation between tsunami magnitude and wave energy. *Bulletin Earthquakes*, 54: 541.
- Higman, B. e Bourgeois, J., 2008. Deposits of the 1992 Nicaragua tsunami. In: T. Shiki, Y. Tsuji, T. Yamazaki e K. Minoura (Editors), *Tsunamiites - Features and implications*. Elsevier, Amsterdam, pp. 81-103.
- Higman, B. e Jaffe, B., 2005. A comparison of grading in deposits from five tsunamis: Does tsunami wave duration affect grading patterns? *Eos (Transactions, American Geophysical Union)*, 86(52): Abstract T11A-0362.
- Hills, J.G. e Goda, M.P., 1998. Tsunami from asteroid and comet impacts: the vulnerability of Europe. *Science of Tsunami Hazards* 16(1): 3-10.

- Hindson, R.A. e Andrade, C., 1999. Sedimentation and hydrodynamic processes associated with the tsunami generated by the 1755 Lisbon earthquake. *Quaternary International*, 56(1): 27-38.
- Hindson, R.A., Andrade, C. e Dawson, A.G., 1996. Sedimentary processes associated with the tsunami generated by the 1755 Lisbon earthquake on the Algarve coast, Portugal. *Physics and Chemistry of The Earth*, 21(1-2): 57-63.
- Hoska, N., Fatela, F., Costa, P., Andrade, C., Oliveira, M.A. e Freitas, M.C., 2014. Contribution of foraminifera to discriminate depositional events within an apparently massive tsunami deposit, AGU Fall Meeting, San Francisco, USA.
- Iglesias, G., Carballo, R. e Castro, A., 2008. Baroclinic modelling and analysis of tide- and wind-induced circulation in the Ría de Muros (NW Spain). *Journal of Marine Systems*, 74(1-2): 475-484.
- Jaffe, B.E., Goto, K., Sugawara, D., Richmond, B.M., Fujino, S. e Nishimura, Y., 2012. Flow speed estimated by inverse modeling of sandy tsunami deposits: results from the 11 March 2011 tsunami on the coastal plain near the Sendai Airport, Honshu, Japan. *Sedimentary Geology*, 282: 90-109.
- Jagodziński, R., Sternal, B., Szczuciński, W., Chagué-Goff, C. e Sugawara, D., 2012. Heavy minerals in the 2011 Tohoku-oki tsunami deposits—insights into sediment sources and hydrodynamics. *Sedimentary Geology*, 282: 57-64.
- Jagodzinski, R., Sternal, B., Szczucinski, W. e Lorenc, S., 2009. Heavy minerals in 2004 tsunami deposits on Kho Khao Island, Thailand. *Pol. J. Environ. Studies*, 18: 103-110.
- Kortekaas, S. e Dawson, A.G., 2007. Distinguishing tsunami and storm deposits: An example from Martinhal, SW Portugal. *Sedimentary Geology*, 200(3-4): 208-221.
- Koster, B., 2014. Modern approaches in palaeotsunami research. PhD Thesis, Aachen, 128 pp.
- Lario, J., Zazo, C., Goy, J.L., Silva, P.G., Bardaji, T., Cabero, A. e Dabrio, C.J., 2011. Holocene palaeotsunami catalogue of SW Iberia. *Quaternary International*, 242(1): 196-200.
- Lima, V.C., Miranda, J.M., Baptista, M.A., Catalão, J., Gonzalez, M., Otero, L., Olabarrieta, M., Alvarez-Gomez, J.A. e Carreño, E., 2010. Impact of a 1755-like tsunami in Huelva, Spain. *Natural Hazards and Earth System Science*, 10: 1-10.
- Lowe, J.J. e Walker, M.J.C., 1997. *Reconstructing Quaternary environments*. Addison Wesley Longman, Harlow, 446 pp.
- Luque, L., Lario, J., Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J. e Silva, P.G., 2001. Tsunami deposits as paleoseismic indicators: examples from Spanish coast. *Acta Geologica Hispanica*, 36: 197-211.
- Minoura, K., Imamura, F., Kuran, U., Nakamura, T., Papadopoulos, G.A., Takahashi, T. e Yalciner, A.C., 2000. Discovery of Minoan tsunami deposits. *Geology*, 28(1): 59-62.
- Minoura, K. e Nakaya, S., 1991. Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: some examples from northeast Japan. *Journal of Geology*, 99: 265-287.
- Morales, J.A., Borrego, J., San Miguel, E.G., López-González, N. e Carro, B., 2008. Sedimentary record of recent tsunamis in the Huelva Estuary (south-western Spain). *Quaternary Science Reviews*, 27: 734-746.
- Moreira de Mendonça, J.J., 1758. *Historia universal dos terremotos que tem havido no mundo de que ha noticia, desde a sua criação até o seculo presente: com huma narraçam individual do terremoto de Novembro de 1755, e noticia verdadeira dos seus efeitos em Lisboa, todo Portugal, Algarves, e mais partes da Europa, Africa, e America, aonde se estendeu: E huma dissertação physica sobre as causas geraes dos terremotos, seus efeitos, diferenças e Prognosticos; e as particulares do ultimo*. Offic. de Antonio Vicente da Silva, Lisboa.
- Morton, R.A., Gelfenbaum, G. e Jaffe, B.E., 2007. Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples. *Sedimentary Geology*, 200(3-4): 184-207.

- Morton, R.A., Richmond, B.M., Jaffe, B.E. e Gelfenbaum, G., 2008. Coarse-clast ridge complexes of the Caribbean: a preliminary basis for distinguishing tsunami and storm-wave origins. *JOURNAL OF SEDIMENTARY RESEARCH*, 78: 624-637.
- Moura, D., Veiga-Pires, C., Albardeiro, L., Boski, T., Rodrigues, A.L. e Tareco, H., 2007. Holocene sea level fluctuations and coastal evolution in the central Algarve (southern Portugal). *Marine Geology*, 237(3-4): 127-142.
- Nanayama, F. e Shigeno, K., 2006. Inflow and outflow facies from the 1993 tsunami in southwest Hokkaido. *Sedimentary Geology*, 187(3-4): 139-158.
- Nanayama, F., Shigeno, K., Satake, K., Shimokawa, K., Koitabashi, S., Miyasaka, S. e Ishii, M., 2000. Sedimentary differences between the 1993 Hokkaido-nansei-oki tsunami and the 1959 Miyakojima typhoon at Taisei, southwestern Hokkaido, northern Japan. *Sedimentary Geology*, 135(1-4): 255-264.
- Narayana, A.C., Tatavarti, R., Shinu, N. e Subeer, A., 2007. Tsunami of December 26, 2004 on the southwest coast of India: post-tsunami geomorphic and sediment characteristics. *Marine Geology*, 242: 155-168.
- Nichol, S.L., Goff, J.R., Devoy, R.J.N., ChaguÃ©-Goff, C., Hayward, B. e James, I., 2007. Lagoon subsidence and tsunami on the West Coast of New Zealand. *Sedimentary Geology*, 200(3-4): 248-262.
- Nott, J., 2003. Waves, coastal boulder deposits and the importance of the pre-transport setting. *Earth and Planetary Science Letters*, 210(1-2): 269-276.
- Oliveira, J.C., 1984. Carta Geológica de Portugal. Escala 1/200 000. Notícia explicativa da folha 7. Serv. Geol. Portugal.
- Oliveira, M.A., 2009. Influência da geomorfologia local na preservação de assinaturas sedimentares de eventos de alta energia no Algarve ocidental, University of Lisbon, Portugal, 178 pp.
- Oliveira, M.A., Andrade, C., Freitas, M.C. e Costa, P., 2009. Geomorfologia litoral e preservação de assinaturas sedimentares de eventos de alta energia: exemplos do Algarve ocidental, IV Congresso Nacional de Geomorfologia, Braga, Portugal.
- Olsson, I., 1986. Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. Radiometric dating. Wiley, Chichester, 273-312 pp.
- Omira, R., Baptista, M.A., Matias, L., Miranda, J.M., Catita, C., Carrilho, F. e Toto, E., 2009. Design of a Sea-level Tsunami Detection Network for the Gulf of Cadiz. *Natural Hazards and Earth System Science*, 9: 1327-1338.
- Papadopoulos, G.A. e Imamura, F., 2001. Proposal for a new tsunami intensity scale, International Tsunami Conference, Seattle, pp. 569 - 577.
- Paris, R., Lavigne, F., Wassmer, P. e Sartohadi, J., 2007. Coastal sedimentation associated with the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, west Banda Aceh (Sumatra, Indonesia). *Marine Geology*, 238(1-4): 93-106.
- Paris, R.I., Wassmer, P., Sartohadi, J., Lavigne, F., Barthomeuf, B., Desgages, E., Grancher, D., Baumert, P., Vautier, F., Brunstein, D. e Gomez, C., 2009. Tsunamis as geomorphic crises: Lessons from the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, West Banda Aceh (Sumatra, Indonesia). *Geomorphology*, 104(1-2): 59-72.
- Pereira de Sousa, F.L., 1919. O terremoto do 1 de Novembro de 1755 em Portugal: um estudo demográfico, I, II, III and IV. Serviços Geológicos, Lisbon.
- Pinto, C. e Teixeira, S.B., 2002. Morphodynamics of the sandy barrier of Salgados coastal lagoon, Armação de Pêra Bay (Algarve - Portugal). In: E. Portugal (Editor), Eurocoast Littoral 2002, The Changing Coast. Eurocoast/EUCC, Porto, pp. 403-409.
- Putra, P.S., Nishimura, Y., Nakamura, Y. e Yulianto, E., 2013. Sources and transportation modes of the 2011 Tohoku-Oki tsunami deposits on the central east Japan coast. *Sedimentary Geology*, 294: 282-293.

- Reyes, J., Martins, J., Benavente, J., Ferreira, O., Gracia, F., Alveirinho-Dias, J. e López-Aguayo, F., 1999. Gulf of Cadiz beaches: a comparative response to storm events. *Boletín del Instituto Español de Oceanografía*, 15(1): 221-228.
- Richmond, B.M., Buckley, M., Etienne, S., Chagué-Goff, C., Clark, K., Goff, J., Dominey-Howes, D. e Strotz, L., 2011. Deposits, flow characteristics, and landscape change resulting from the September 2009 South Pacific tsunami in the Samoan islands. *Earth-Science Reviews*, 107(1–2): 38-51.
- Rocha, R.B., Ramalho, M.M. e Antunes, M.T., 1983. Carta geológica de Portugal na escala de 1/50.000 : notícia explicativa da folha 52-A Portimão. Lisboa Serviços Geológicos de Portugal.
- Ruiz, F., Rodríguez-Ramírez, A., Cáceres, L.M., Vidal, J.R., Carretero, M.I., Abad, M., Olías, M. e Pozo, M., 2005. Evidence of high-energy events in the geological record: Mid-holocene evolution of the southwestern Doñana National Park (SW Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 229: 212-229.
- Schneider, H., Höfer, D., Trog, C., Busch, S., Schneider, M., Baade, J., Daut, G. e Mäusbacher, R., 2010. Holocene estuary development in the Algarve Region (Southern Portugal) – A reconstruction of sedimentological and ecological evolution. *Quaternary International*, 221(1–2): 141-158.
- Shennan, I., Rutherford, M.M., Innes, J.B. e Walker, K.J., 1996. Late glacial sea level and ocean margin environmental changes interpreted from biostratigraphic and lithostratigraphic studies of isolation basins in northwest Scotland. *Geological Society of London*, 111: 229-244.
- Shi, S., Dawson, A.G. e Smith, D.E., 1995. Coastal sedimentation associated with the December 12th, 1992 Tsunami in Flores, Indonesia. *Pure and Applied Geophysics*, 144: 525-536.
- Solares, J.M. e Arroyo, A.L., 2004. The great historical earthquake. Effects and damage in Spain. *Journal of Seismology*, 8: 275-294.
- Srinivasalu, S., Thangadurai, N., Jonathan, M.P., Armstrong-Altrin, J.S., Ayyamperumal, T. e Ram-Mohan, V., 2007. Evaluation of trace-metal enrichments from the 26 December 2004 tsunami sediments along the Southeast coast of India. *Environ Geol*, DOI 10.1007/s00254-007-0777-8: 11.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plicht, J. e Spurk, M., 1998. IntCal98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon*, 40(3): 1041-83.
- Sugawara, D., Minoura, K. e Imamura, F., 2008. Tsunamiites Features and Implications - Chapter 3 - Tsunamis and Tsunami Sedimentology. Elsevier, 9-49 pp.
- Switzer, A.D., 2008. 20 years of palaeotsunami studies on coastal sandsheets: a review, 2nd International Tsunami Fiedl Symposium, Italy.
- Switzer, A.D. e Jones, B.G., 2008. Large-scale washover sedimentation in a freshwater lagoon from the southeast Australian coast: tsunami or exceptionally large storm? *The Holocene*, 18: 787-803.
- Switzer, A.D., Pucillo, K., Hareddy, R.A., Jones, B.G. e Bryant, E.A., 2005. Sea-level, storms or tsunami; enigmatic sand sheet deposits in sheltered coastal embayment from southeastern New South Wales Australia. *Journal of Coastal Research*, 21: 655-663.
- Szczucinski, W., Chaimanee, N., Niedzielski, P., Rachlewicz, G., Saisuttichai, D., Tepsuwan, T., Lorenc, S. e Siepak, J., 2006. Environmental and Geological Impacts of the 26 December 2004 Tsunami in Coastal Zone of Thailand – Overview of Short and Long-Term Effects. *Polish J. of Environ. Stud.*, 15, 5: 793-810.
- Szczuciński, W., Kokociński, M., Rzeszewski, M., Chagué-Goff, C., Cachão, M., Goto, K. e Sugawara, D., 2012. Sediment sources and sedimentation processes of 2011 Tohoku-oki tsunami deposits on the Sendai Plain, Japan — Insights from diatoms, nannoliths and grain size distribution. *Sedimentary Geology*, 282: 40-56.

- Trog, C., Hempel, R., Frenzel, P. e Mäusbacher, R., 2015. Holocene palaeoenvironmental changes in three lagoons on the Algarve coast of Portugal. *Paleobio. Palaeoenv.*
- Trog, C., Höfer, D., Frenzel, P., Camacho, S., Schneider, H. e Mäusbacher, R., 2013. A multi-proxy reconstruction and comparison of Holocene palaeoenvironmental changes in the Alvor and Alcantarilha estuaries (southern Portugal). *Revue de Micropaléontologie*, 56(4): 131-158.
- Williams, D.M. e Hall, A.M., 2004. Cliff-top megaclast deposits of Ireland, a record of extreme waves in the North Atlantic--storms or tsunamis? *Marine Geology*, 206(1-4): 101-117.

Anexos

Anexo I – Tabela das contagens de minerais pesados efectuadas para cada amostra.

Amostra	Análise composicional (contagens)																				
	alterite	andaluzite	anfíbola	apatite	distena	epídoto	esfena	estaurolite	granada	horneblenda	monanzite	opacos	piroxena	quartzo	rútilo	serpentina	turmalina	zircão	não identificados	Total c/ opacos	Total s/ opacos
ALC Canal Bordo Sapal	5	48	1			1	1	24	5		1	199	4	2			23	19	3	336	137
ALC Talude	19	153	2			2	4	15	9		3	138	1			2	29	9		386	248
ALC Fundo Canal S	7	52	1	1			1	23	1			202	8	2			42	7	4	351	149
Rib.ª ALC Sup. 1	31	48	5					10				112	83				21			310	198
Rib.ª ALC 2	33	111	2			1		4	1			155	32	1	2		15	6		363	208
ALC A	7	28				1	2	24	1			194	4				47	11	1	320	126
ALC B	10	19	3				1	15			1	202	4				57	14		326	124
ALC C Meio Duna Interna	10	35					3	24	2	1		222	6				38	19		360	138
ALC D Topo Duna Interna	3	51					2	19				173	5	1			60	10	1	325	152
ALC E	4	46					2	15				205	1				43	7	2	325	120
ALC F	13	112	1			1		17			1	203	5				36	14	1	404	201
ALC G	13	40	4			1		20				197	2				38	15	2	332	135
ALC H	4	33	1				3	16	4			209	9		1		55	15	2	352	143
ALC I	9	50	1				3	13				173	3		1		40	9	3	305	132
ALC J	8	32	3			1		20	1			205	3	1			65	10	2	351	146
ALC K	8	60	1				2	22				249	4	1	1		48	15	1	412	163
ALC M	3	26					1	15	1		3	220	1	1			29	12	3	315	95
ALC N Berma	10	92	5			3		21				117	6	3			59	4		320	203
ALC O"	30	113	2			2		1	5			123	6				9	16	2	309	186
ALC 33 0,00_0,10	10	27	1				1	12	1		2	206	3		2		47	10	1	323	117
ALC 33 0,20_0,30	11	46	1			1	1	20	2			176	6		1		44	17	2	328	152
ALC 33 0,30_0,40	11	25						32			1	197					56	13	5	340	143
ALC 33 0,40_0,50	7	18				1		22				202	2				48	12	1	313	111
ALC 33 0,50_0,56	5	17				1	4	15	1			250	2				25	11	2	333	83

(continuação)

Amostra	Análise composicional (contagens)																				
	alterite	andaluzite	anfíbola	apatite	distena	epídoto	esfena	estaurolite	granada	horneblenda	monanzite	opacos	piroxena	quartzo	rútilo	serpentina	turmalina	zircão	não identificados	Total c/ opacos	Total s/ opacos
ALC 26T 0,00_0,03	6	22	2			2	3	21				230	3				37	14	1	341	111
ALC 26T 0,40_0,50	4	32						26				237					34	7		340	103
ALC 26T 0,80_0,90	9	21					1	30				240	2		1		52	15	1	372	132
ALC 26T 1,20_1,30	4	12						20				252	1		1		37	5		332	80
1 SRC # -16	18	70	3				1	15	3			154	3		2		41	16		326	172
29 SRC # -17	11	115	1				2	10	1			202	1	1			28	10	4	386	184
23 SRC # -17	29	81	5		1	4		11	8			235	4				14	13		405	170
4 SRC # -18	35	53	4				1	22	1			140	7				42	14	3	322	182
6 SRC # -13	61	114	3	1			1	30	5			232	3	2	5		28	22	2	509	277
20 SRC # -19	13	89	6		1		3	15	1		2	166	1	3	2		28	7		337	171
21 SRC # -11	10	82					1	15	4			198	1	1			34	10	1	357	159
ALC 6 AT -0,16 m	9	32	4				2	19	2			199	2				37	12		318	119
ALC 6 AT -0,20 m	11	41	4			1	1	8	1			203	2				27	7	1	307	104
ALC 6 AT -0,24 m	5	20					1	8				249		1			22	6	1	313	64
ALC 6 AT -0,28 m	9	27	1				2	13				208	1				40	11	1	313	105
ALC 6 AT -0,32 m	9	28	1			2	2	15			1	241					39	9	1	348	107
ALC 6 AT -0,36 m	2	62	2					10				189					31	12		308	119
ALC 6 AT -0,385 m	11	45	1				3	9	1			209	1				18	9		307	98
ALC 6 AT -0,7 m	9	23	2				1	7				211	2				33	15	1	304	93
ALC 6 AT -1 m	8	31	3				5	14	1			184	1				51	3	3	304	120
ALC 34T 0,11-0,12	10	39	4			3	1	20	2		1	171	5		1		47	5	1	310	139
ALC 34T 0,27-0,28	9	49	2				2	17	1			195	4	1	1		34	15		330	135
ALC 34T 0,32-0,33	4	19					1	14	1			218	1				35	14		307	89
ALC 34T 0,37-0,38	4	14	1				2	19				230	4				33	8	1	316	86
ALC 34T 0,39-0,40	6	10	4				3	17				219	1				44	14		318	99
ALC 38T 0,05-0,06	11	21	7				2	12	2			198	13				58	9	1	334	136
ALC 38T 0,14-0,15	11	34	4				1	18	1			197	7				68	12	1	354	157
ALC 38T 0,20-0,21	7	39	2			1	3	18				194	1				66	4	1	336	142
ALC 38T 0,25-0,26	5	42				1	3	19	1			169					65	7		312	143

